

**Univerzita Karlova v Praze**

**Přírodovědecká fakulta**

katedra fyzické geografie a geoekologie

Studijní program: Geografie

Studijní obor: Geografie a kartografie



Tomáš Korejs

## **VLIV PODZEMNÍ VODY NA HYDROLOGICKÉ SUCHO V NIVĚ LUŽNICE**

**Influence of groundwater on hydrological drought in the  
Lužnice river floodplain**

Bakalářská práce

Vedoucí práce: RNDr. Miroslav Šobr, Ph.D.  
Praha 2016

**Prohlášení:**

Prohlašuji, že jsem závěrečnou práci zpracoval samostatně a že jsem uvedl všechny použité informační zdroje a literaturu. Tato práce ani její podstatná část nebyla předložena k získání jiného nebo stejného akademického titulu.

podpis

V Praze dne 17. 5. 2016

.....

## **Poděkování**

Na tomto místě bych rád poděkoval vedoucímu své práce RNDr. Miroslavu Šobrovi, Ph.D. za cenné rady a připomínky, které mi byly věnovány během konzultací. Dále bych mu chtěl poděkovat za veškerý čas a poskytnutá data důležitá pro zpracování této práce. Děkuji také mé rodině a přátelům za podporu při psaní této práce.

# **Zadání bakalářské práce**

## **Název práce**

Vliv podzemní vody na hydrologické sucho v nivě Lužnice

## **Cíle práce**

Cílem práce je zhodnotit vliv podzemní vody v údolní nivě Lužnice na suchá období. Pochopit interakci povrchové a podzemní vody v nivě, seznámit se s podzemní vodou a suchem. Cílem bude též vyhodnocení hydrologického sucha na Lužnici.

## **Použité pracovní metody, zájmové území, datové zdroje**

Cílem práce je literární rešerše na téma vlivu podzemní vody v údolní nivě Lužnice na suchá období. Provedení rešerše z dostupné literatury s příklady ze světa i ČR. Pochopit interakci mezi vodním tokem a hladinou podzemní vody v nivě, seznámit se s metodami měření hladiny podzemní vody. Seznámit se problematikou hydrologického sucha - formou literární rešerše a provést základní vyhodnocení suchých period v povodí Lužnice - stanice Bechyně a Pilař.

Datum zadání: 15.12.2014

Jméno studenta: Tomáš Korejs

Podpis studenta:

Jméno vedoucího práce: RNDr. Miroslav Šobr, Ph.D.

Podpis vedoucího práce:

## **Abstrakt**

Předmětem této práce je zhodnocení vlivu podzemní vody na období hydrologického sucha v nivě řeky Lužnice se zaměřením na interakci povrchových a podzemních vod. Niva Lužnice je jedinečný fluvialní ekosystém typický svou pestrostí a přírodní hodnotou. Zejména horní část toku představuje velmi zachovalou říční nivu a vytváří dobré podmínky pro retenci vody. Stěžejní první část práce je zaměřena na zpracování literatury ohledně problematiky interakce povrchových a podzemních vod v říční nivě s příklady z ČR i ze světa, včetně charakteristiky podzemních vod. Zpracování literatury se rovněž zaměřuje na charakterizování typů sucha, jeho příčin a následků. Druhá část se zabývá vyhodnocením základních odtokových charakteristik a hydrologického sucha na Lužnici. Analýza je provedena na základě dlouhé datové řady z limnigrafických stanic Pilař a Bechyně, oba profily jsou vzájemně porovnány za účelem zjištění korelace.

## **Abstract**

The object of this thesis is to evaluate influence of groundwater on the period of hydrological drought in the Lužnice river floodplain, focusing on interaction between surface water and groundwater. Floodplain of the Lužnice is unique fluvial ecosystem characterized by its diversity and natural value. Especially upper stream of Lužnice represents river floodplain river and creates good conditions for water retention. Main first part of this thesis is focused on work with literature about issue interaction between surface water and groundwater in the river floodplain with examples from Czech republic and the world, including the characteristics of the groundwater. Work with literature is also focused at characterizing the types of drought, its cause and consequences. The second part evaluates the basic characteristics of runoff and hydrological drought on the Lužnice. This analysis is based on statistical evaluation of longtime data series from Pilař and Bechyně stations. Both profiles are compared to identify correlations.

# Obsah

|       |   |    |
|-------|---|----|
| 1     | Úvod.....   | 8  |
| 2     | Cíle a struktura práce.....                           | 9  |
| 3     | Použité metody a data.....                            | 10 |
| 4     | Charakteristika povodí Lužnice.....                   | 11 |
| 4.1   | Fyzickogeografická charakteristika.....               | 12 |
| 4.1.1 | Geologická charakteristika.....                       | 12 |
| 4.1.2 | Geomorfologická charakteristika.....                  | 13 |
| 4.1.3 | Klimatická charakteristika.....                       | 14 |
| 4.1.4 | Hydrologická charakteristika.....                     | 15 |
| 4.1.5 | Pedologická charakteristika.....                      | 16 |
| 5     | Sucho.....  | 17 |
| 5.1   | Definice a typy sucha.....                            | 17 |
| 5.2   | Příčiny sucha.....                                    | 19 |
| 5.2.1 | Fyzickogeografické faktory.....                       | 20 |
| 5.2.2 | Antropogenní faktory.....                             | 21 |
| 5.3   | Dopady a následky.....                                | 22 |
| 5.4   | Adaptační opatření.....                               | 24 |
| 5.5   | Vybrané ukazatele výskytu a průběhu.....              | 25 |
| 6     | Podzemní voda.....                                    | 32 |
| 6.1   | Úvod do podzemních vod.....                           | 32 |
| 6.2   | Metody měření podzemních vod.....                     | 36 |
| 6.3   | Hydrogeologické rajony v povodí Lužnice.....          | 37 |
| 6.3.1 | Přírodní zdroje podzemních vod v Třeboňské pánvi..... | 37 |
| 6.3.2 | Krystalinikum.....                                    | 41 |
| 7     | Údolní niva.....                                      | 43 |
| 7.1   | Hydrologické funkce nivy.....                         | 44 |
| 8     | Interakce povrchové a podzemní vody.....              | 45 |
| 8.1   | Příklady z České Republiky.....                       | 51 |
| 8.2   | Příklady ze světa.....                                | 53 |

|     |   |    |
|-----|---|----|
| 9   | Odtokové charakteristiky.....           | 56 |
| 9.1 | Základní odtokové charakteristiky.....  | 56 |
| 9.2 | Hydrologické sucho na Lužnici.....      | 60 |
| 10  | Diskuze.....                            | 66 |
| 11  | Závěr.....                              | 71 |
| 12  | Seznam použité literatury a zdrojů..... | 73 |
|     | Seznam tabulek.....                     | 77 |
|     | Seznam obrázků.....                     | 77 |
|     | Seznam grafů.....                       | 77 |

# 1 Úvod

Problematikou interakce povrchových a podzemních vod v říčních nivách se zabývá, s rostoucím významem hydrologických extrémů, stále více autorů. Pochopení interakce je důležité nejen z hlediska zjišťování nových poznatků nezbytných pro vyhodnocování vlivu říční nivy na průběh povodní a určování zásob přírodních zdrojů podzemních vod ve fluviálních sedimentech, ale také v ohledu prevence a snižování následků spojených s fenoménem sucha.

Sucho je společně s povodněmi hydrologickou situací extrémního charakteru, která je v posledních letech stále aktuálnějším tématem z hlediska častějšího výskytu. Tento časoprostorově proměnlivý jev je součástí mnoha odborných prací nejen ve světě, ale značný zájem lze pozorovat i v České republice, kde je sucho a s ním spojené rizika stále více podrobena diskuzi. Tento jev totiž patří mezi největší přírodní hrozby, které se na našem území vyskytují s velkou nepravidelností a jeho znalost je nezbytná. Sucho a jeho extrimita spočívá v jeho velmi obtížné predikci v důsledku jeho nenápadného nástupu. Avšak následky sucha mohou být katastrofální. Z tohoto hlediska by měla být tato otázka v budoucnu cílem zájmu z hlediska zjišťování nových poznatků ohledně jeho projevů a možné prevence. Cílem prevence této přírodní hrozby by měla být snaha o zvyšování retenční schopnosti krajiny, která posléze může mít vliv na doplňování zásob podzemních vod v říční nivě.

Konkrétně niva řeky Lužnice představuje velmi rozmanitý a specifický ekosystém v rámci České republiky plnící významnou řadu funkcí spojených s ovlivňováním odtokových poměrů, které mohou regulovat extrémní hydrologické situace. Především část nivy v povodí horní Lužnice, kde se nachází přírodní rezervace Horní Lužnice, je velmi zachovalého až přírodního charakteru, s vysokou retenční schopností. Tato unikátní schopnost je velmi důležitou především při extrémních hydrologických situacích, kdy může být významným transformátorem povodňové vlny ale také díky vysoké hladině podzemní vody v zachovalé části říční nivy může niva dotovat vodní toky a mírnit tak následky nízkých vodních stavů, vyskytujících se při suché periodě. O nivu Lužnice je tedy z tohoto hlediska zřejmý značný nárůst zájmu.



## **2 Cíle a struktura práce**

Práce si klade za cíl provést literární rešerši na téma vlivu podzemní vody v období hydrologického sucha v nivě Lužnice. Seznámit se s problematikou interakce povrchových a podzemních vod v říční nivě s příklady z ČR i ze světa. Cílem je také nastínění metod měření hladin podzemních vod. V práci by měla být rovněž zpracována formou rešerše problematika sucha. Druhým dílčím cílem je analýza výskytu hydrologického sucha na Lužnici na základě hydrologických dat z profilů Pilař a Bechyně.

Práce je rozdělena na několik dílčích částí. Na začátku je uvedena charakteristika zájmového území, ke kterému je práce vztažena. Další část popisuje sucho, především jeho příčiny, následky a ukazatele sloužící k vyhodnocování. Následující kapitola se zabývá podzemní vodou. V tomto oddíle je popsána především obecná charakteristika s nastíněním metodiky měření hladin podzemních vod. V návaznosti na tento úsek práce byla zpracována pasáž ohledně podzemní vody v povodí Lužnice, především její nivy. Významná rešeršní kapitola se věnuje interakci povrchových a podzemních vod. Zde jsou popsány nejen zákonitosti interakce, ale představeno i množství příkladových studií z Česka i ze světa. Praktická část se věnuje vyhodnocení základních odtokových charakteristik a sucha na Lužnici. Celá práce je na závěr zhodnocena v diskuzi.

### 3 Použité metody a data

Převážná část závěrečné práce je rešeršního charakteru zabývající se problematikou na dané téma. Informace pro tuto část byly získávány především z vědeckých článků odborných zahraničních časopisů a z odborných publikací v knižní podobě, zapůjčených z velké části v knihovnách Přírodovědecké fakulty. Získané informace byly doplněny o fakta z internetových zdrojů s hydrologickou, klimatologickou a ostatní související tematikou. Pracováno bylo taktéž se závěrečnými pracemi a sborníky na obdobné téma.

Druhou částí byla praktická analýza prováděná za účelem zjištění výskytu a následné klasifikace suchých období a nastínění základních odtokových charakteristik v povodí.

K analýze jsou zapotřebí data, na základě kterých lze vyhodnotit výskyt sucha a odtokové charakteristiky v povodí. Data průměrných denních průtoků ze dvou vodoměrných profilů byly poskytnuty ČHMÚ. Jedná se o limnigrafické stanice Pilař a Bechyně, spravované Českým hydrometeorologickým ústavem, pobočkou České Budějovice.

Limnigrafická stanice Pilař se nachází u obce Majdalena na 117. říčním kilometru v nadmořské výšce 436 m, s průměrným průtokem 6,21 m<sup>3</sup>/s. Plocha povodí po profil Pilař je udána rozlohu 936,23 km<sup>2</sup>. Pilař je tedy závěrovým profilem pro 22,1 % území, nazývaného horní Lužnice (ČHMÚ).

Druhá limnigrafická stanice se nachází v Bečyni na 11. říčním kilometru v nadmořské výšce 357 m. Průměrný průtok je zde udáván hodnotou 23,6 m<sup>3</sup>/s. S ohledem na fakt posledního hlásného profilu na Lužnici, je tato hodnota posledním důvěryhodným zdrojem dat ohledně průtoku před soutokem s Vltavou. Bechyně slouží jako závěrový profil pro 95,7 % území, s plochou povodí více než 4057 km<sup>2</sup> (ČHMÚ).

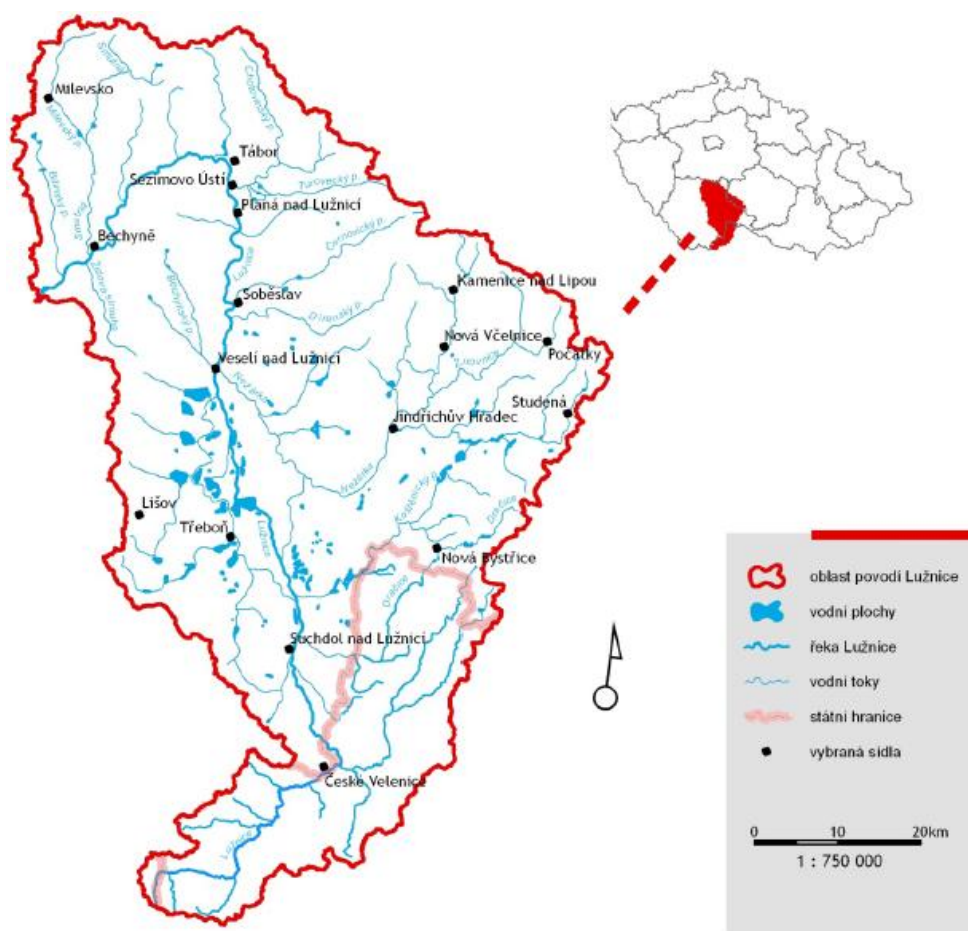
Pro vyhodnocení suchých period na Lužnici byla využita data ze stanice Pilař pro období od 1.1.1965 do 31. 10. 2015. Ze stanice Bechyně je k dispozici delší časová řada. konkrétně pro období od 1.11.1910 do 31.10. 2015.

Data byla zpracována v programu MS Excel za účelem zjištění počtu dní hydrologického sucha a jejich časového rozdělení. Analyzovány byly i jiné odtokové charakteristiky, například minimální denní průtok v daném roce, průměrné měsíční a roční průtoky.

## 4 Charakteristika povodí Lužnice

Řeka Lužnice pramení v Novohradských horách na území Rakouska. Její pramen se nachází v nadmořské výšce 920 metrů nad mořem, nedaleko sídla Gmünd, kde je ještě řeka nazývána Lainsitz (Bílek 1999). Po necelých dvou kilometrech vtéká na území České republiky. Po krátkém setrvání obrací řeka svůj směr znovu na Rakouské území, kde je její tok dlouhý 30 kilometrů. Natrvalo se tok řeky Lužnice navrácí do Čech až u obce Krabonoš (Chábera 1998). Na českém území nejprve Lužnice protéká zalesněnou kopcovitou krajinou horského charakteru. Po překonání této přírodní bariéry vtéká do rovinaté a rybníkaté krajiny Třeboňské pánve, která tvoří největší část celého povodí a především toku (Bílek 1999). Dále vstupuje do Táborské pahorkatiny, kde místy tvoří hluboké, až kaňonovité údolí. U obce Neznašov se Lužnice vlévá jakožto pravostranný přítok do nejdelší české řeky Vltavy v nadmořské výšce 348 m (Bílek 1999).

Obr. č. 1: Povodí Lužnice



Zdroj: Hastíková 2012

Lužnice je charakteristická relativně velkým počtem přítoků. Mezi největší a nejvýznamnější lze řadit Nežárku, Dračici, Smutnou nebo známou Židovu strouhu. V průběhu toku odbočuje z řeky umělý kanál Zlatá stoka, který napájí soustavu rybníků v Třeboňské pánvi. Za velmi významnou lze považovat i Novou řeku, tvořící umělý kanál. Funkce Nové řeky je odvádět v době povodní přebytečnou vodu z Lužnice do Nežárky a ochránit tak velké množství rybníků před velkou vodou. Povodí toku je velmi asymetrické nejen plochou, ale také počtem přítoků z pravé a levé strany. Pravostranné přítoky přivádějí oproti levostranným tokům vodu z vlhčích a výše položených oblastí (Chábera 1985).

## **4.1 Fyzicko - geografická charakteristika**

### **4.1.1. Geologická charakteristika**

Zájmová oblast se nachází v megastruktuře Českého masivu v Hercynském vrásném systému. Celé území je součástí moldanubické zóny, která se rozprostírá na území mezi Vltavou a Dunajem. Většina území je pokryta moldanubickým krystalinikem (Chábera 1985). Moldanubikum je považováno za staré prekambrikové jádro, které je obaleno svrchněprotezoickými jednotkami. Jedná se o metamorfované horniny a granitoidní vyvřelé horniny, převážně pararuly, ortoluly, granulity a migmatity. Tyto horniny byly v průběhu času přeměňovány a zvrásňovány. Naposledy při variském vrásnění v paleozoiku, kdy byly proniknuty tělesy hlubinných vyvřelin (Albrecht 2003, Krásný 2012).

Řeka protéká geologicky velmi rozmanitou krajinou. V pramenné oblasti začíná v granitoidním moldanubickém plutonu, tvořeného souborem svorových rul a pararul (Albrecht 2003). Na středním toku je v oblasti Třeboňské pánve překryt mladšími platformními sedimenty. Jedná se tedy o metamorfované horniny svrchního pláště moldanubika překryté vrstvou svrchněkřídových a třetihorních sedimentů (Hastíková 2012, Krásný 2012).

Třeboňská pánev byla současně vyvíjena se sousední Českobudějovickou pánví během saxonské orogeneze. Tato oblast jižních Čech byla v období křídy odvodňována k jihovýchodu a byla pokryta zvětralinovým pláštěm. Počáteční alpská orogeneze zapříčinila vznik deprese, na již dříve vzniklých zlomech, z níž se vyvinula dnešní podoba Třeboňské pánve (Chábera 1998). Ta je tvořena především senonskými (svrchněkřídovými) a neogenními sedimenty s velmi rozmanitou mocností, překryté v okolí vodního toku Lužnice kvartérními fluvialními uloženinami (Krásný 2012). Nejvyšší hodnoty pokryvu senonských sedimentů dosahují hodnot až 300 metrů, tyto mocnosti jsou situovány na jižní části území podél křížení zlomů. Tyto mezozoické sedimenty jsou součástí klikovského souvrství

složeného převážně z kaolinických pískovců, prachových jílovců, tmavých jílo a světlých jílovců. Charakteristické jsou svojí cykličností, kde při každém cyklu zprvu začínají hrubozrné sedimenty, přecházející až do jemnozrnných jílo. Neogenní třetihorní sedimenty jsou zastoupeny především v podobě mydlovarského souvrství v jihozápadní části povodí dále od Lužnice s mocností do 100 metrů (Albrecht 2003, Krásný 2012). Jedná se opět o střídání písčitých a jílovitých sedimentů přecházejících někdy až k lignitu (Krásný 2012).

Pro oblast horní a centrální části nivy Lužnice jsou významné kvartérní fluvialní sedimenty, převážně pleistocenní, tvořené štěrkopísky až písky a povodňové hlíny, které utvářejí terasové uloženiny (AOPK 2015). Fluvialní sedimenty dosahují mocností výjimečně až 30 metrů, podle Krásného (2012) až 40 metrů, a jsou nejvíce rozšířeny na horní části středního toku. Terasy středního pleistocénu se vyskytují pouze v omezeném množství. Největší rozsah sedimentů štěrkopísku je zapříčiněn risskou sedimentací s výškou do 10 metrů. Sedimentace je ukončena würmskými terasami s mocností do 5 metrů (Demek 1987).

V oblasti Třeboňské pánve se vyskytuje výrazné množství přechodných rašelinišť, které se nazývají "blata". Jejich vznik do značné míry souvisí s výstupem podzemních vod v oblasti zlomových linií v nepropustném podloží ve svrchněkřídových horninách a granitoidech moldanubického plutonu (Česká geologická služba 2015).

#### **4.1.2 Geomorfologická charakteristika**

Lužnice a celé její povodí je situováno v provincii Česká vysočina, která zabírá více než 75 % území České republiky. Tato geomorfologická jednotka je rozdělena do několika subprovincií. Zkoumané území je zastoupeno ve dvou provinciích, Šumavské a Česko-moravské. Šumavská provincie se dále dělí na Šumavskou hornatinu, která je nazývána celkem. Ta se opět člení na několik částí, konkrétně oblastí. Pramenná oblast a horní tok řeky Lužnice se nacházejí v oblastech Novohradských hor a Novohradského podhůří (Chábera 1998, Bína 2012).

Většinu území ovšem zabírá Česko-moravská suprovincie. Ta je opět rozdělena do několika dílčích oblastí. Na území povodí Lužnice se dělí na oblast Jihočeských pánví, která se vyznačuje nížinatostí a zahrnuje celek Třeboňské pánve. Dále na vertikálně členitější oblasti Středočeské pahorkatiny, s celkem Tábořská pahorkatina a oblast Českomoravské vrchoviny s celky Křemešnická a Javořická vrchovina (Balatka, Kalvoda 2006, Chábera 1998).

Geomorfologicky je na tomto území zastoupeno několik typů reliéfu. Hlavní morfostrukturou oblasti je Třeboňská pánev, která je plochou sníženinou s erozně denudačním povrchem a sedimentací uloženým materiálem.

Novohradské hory jsou geomorfologický celek, tvořený relativně plochou kernou hornatinou vrásozlomových struktur. Je tvořen vyvěřelinami moldanubického plutonu, které vznikly vyklenutím paleogenního zarovnaného povrchu České vysočiny a jeho pozdějším rozlámáním v jednotlivé kry vlivem tektonických pohybů v souvislosti s alpínskou orogenezí (Kadlecová a kol. 2007).

Na východě území se rozkládá Javořícká vrchovina, která je součástí Českomoravské vrchoviny. Její střední výška dosahuje hodnot přes 600 metrů. Je tvořena megasyklinálou porušenou zlomy. Oblast spadá do moldanubického plutonu, tvořeného především typy žul (Bína 2012).

Spodní tok se nachází v oblasti Tábořské pahorkatiny. Hlavní charakteristikou jsou hluboká, až kaňonovitá údolí řeky Lužnice a jejích přítoků.

#### **4.1.3 Klimatická charakteristika**

Povodí Lužnice se nachází jako celá Česká republika v oblasti mírného klimatického pásu na rozhraní kontinentálního a oceánského klimatu, s hodnotou Gorczyňského indexu kontinentality mezi 25 až 28 (ČHMÚ). Celá oblast povodí patří do klimatické podskupiny mírně teplé oblasti, s téměř celou škálou typů od MT 3 až do MT 11. Nejvyšší části povodí patří do skupiny CH 7. Nejteplejší oblasti MT 10-11 jsou situovány právě v pánvi okolo Třeboně. Další z charakteristik ovlivňujících klima je nadmořská výška, která je hlavním činitelem teplotních anomálií v krajině. Vliv na klima má ovšem i reliéf, půdní a vegetační podmínky a také expozice, která je v tomto případě orientována na západní proudění. Průměrná roční teplota pohybuje od 6 do 8 °C. Nejvyšší hodnoty jsou zaznamenány právě v oblasti nížin Třeboňské pánve, s hodnotami 7,5 - 8 °C (Atlas podnebí Česka 2007, Krásný 2012). Ve vyšších nadmořských výškách Novohradských hor a Českomoravské vrchoviny může dosahovat hodnot pouze kolem 5 °C. V lednu je průměrná teplota v rozmezí od -4 do -2 °C, zatímco v červenci od 16 do 18 °C (Atlas podnebí Česka 2007). Mezi nejchladnější místa patří například nejvyšší bod v povodí, Myslivna, s nadmořskou výškou 1040 m. n. m. (Bílek 1999). Denní a sezonní amplituda chodu teploty se výrazně neliší, ovšem rozdíly jsou o něco větší než u typicky oceánského klimatu v západní části Evropy.

Podle Atlasu podnebí Česka (2007) se roční úhrn srážek pohybuje v průměru v rozmezí 550 až 700 mm. Velký vliv na rozložení srážek má opět nadmořská výška. Spodní hranice úhrnu srážek je pozorována především na spodním toku, tedy severní části

Třeboňské pánve a Táborské pahorkatiny, zatímco vyšší úhrny spíše na toku horním. V nejnižnější části jsou naměřeny průměrné hodnoty kolem 800 mm. V nejvyšších vrcholových částech povodí mohou být naměřeny srážky až k hodnotě 900 mm za rok. Tento jev je lokálnějšího charakteru a nezahrnuje výrazně plošné rozsáhlá území povodí. Oblačnost a cyklonální činnost jsou v časoprostoru velmi proměnlivé, avšak hrají velmi důležitou roli na množství srážek a také teplot v této zkoumané oblasti. Pro Třeboňskou pánev jsou také charakteristické inverze s hustými mlhami a bezvětrím, především v chladnějších částech roku (Havlová 1998).

#### **4.1.4 Hydrologická charakteristika**

V absolutní řádovosti je řeka Lužnice tokem III. řádu. Její délka činí 208 km a odvodňuje území o velikosti 4426 km<sup>2</sup>, s průměrným průtokem na posledním hlásném profilu v Bechyni necelých 24 m<sup>3</sup>/s (Krásný 2012, ČHMÚ). Povodí zaujímá zhruba 15% celkové rozlohy celého povodí Vltavy s převýšením 573 metrů. Průměrný sklon dosahuje hodnoty 3%. Řeka Lužnice je nížinného typu, s pozvolným spádem a velkým počtem regulujících jezů a relativně vysokou hodnotou křivolakosti, která udává poměr vzdálenosti mezi pramenem a ústím a je udána hodnotou 2,8 (Bílek 1999). Hodnota křivolakosti je v rámci České republiky nadprůměrná. Absolutní vzdálenost mezi pramenem a ústím je 71 km. Tvar povodí je v literatuře uváděn jako mírně protáhlý s koeficient protažení vyznačující se hodnotou 0,102 (Hastíková 2012). Hustota říční sítě, tedy délka toku na km<sup>2</sup>, odpovídá hodnotě 0,49. Toto číslo je v porovnání s ostatními vodními toky v České republice výrazně podprůměrné (Svoboda 2011). Odtokový součinitel, tedy množství srážek odečtených povrchovým tokem, je udán hodnotou 0,27 (Svoboda 2011). Specifický odtok z povodí vykazuje hodnotu 5,8 l/s/km<sup>2</sup> (Krásný 2012). Hodnota specifického odtoku je nejvyšší na horním toku, kde může dosahovat téměř dvojnásobných hodnot, zatímco na dolním toku mohou být hodnoty pouze poloviční. Extrémní hodnoty protékané vody zaznamenané na posledním hlásném profilu v Bechyni udávají maximální průtok 666 m<sup>3</sup>/s. Toto měření zahrnuje necelých 96 % celého povodí Lužnice (ČHMÚ). Zvláštnost u Lužnice je v podélném profilu, který nemá nejširší nivu a nejmenší spád na dolním toku, nýbrž na toku středním. Tento jev je dán paleografickým vývojem třeboňské pánve (Krásný 2012). Jižní a východní část rozvodnice je současně rozvodnicí mezi úmořím Severního a Černého moře.

Vodní režim v tomto povodí je shodný s většinou českých řek. Nejvyšší zaznamenané stavy bývají v období tání sněhu a v letních měsících jako následek bouřkové činnosti. Nejnížší stavy na podzim. Podzimní minima jsou regulována vypouštěním rybníků

při výlovu a vývěrem spodní vody ze sedimentů Třeboňské pánve. Povodí Lužnice je specifické významnou akumulací podzemních vod, která je vázána na terciární a kvartérní sedimenty. Hlubinný oběh se nachází v terciálních pánevních sedimentech, zatímco mělké podzemní vody jsou vázané na kvartérní sedimenty podél toku Lužnice (Krásný 2012).

#### **4.1.5 Pedologická charakteristika**

Půdní podloží se podílí na odtokový režim jednotlivých vodních toků. Hlavní složkou působící na odtok je především struktura a textura jednotlivých hornin. Výrazný podíl má i půdní zvrstvení a celková vlhkost jednotlivých půd. Půdní pokryv a jeho vývoj je obecně ovlivněn třemi hlavními faktory, mezi které patří klimatická oblast, geologické podloží a výšková členitost (Dub 1963).

Podle České geologické služby jsou v třeboňské pánvi hlavním faktorem utváření půd neznepevněné předkvartérní sedimenty. V tomto ohledu se Třeboňská pánev velmi liší od ostatních vývojově podobných oblastí, v nichž se uplatňuje především kvartérní pokryv nebo rozpad jednotlivých hornin. Na území Třeboňské pánve se rozkládají velké oblasti hydromorfních a semihydromorfních půd, které jsou zde zastoupeny gleji a pseudogleji vázaných na nevápnité sedimenty. Gleje se nachází převážně v oblastech kolem tůní v důsledku akumulace jílu. Pseudogleje se vyskytují především v plochem reliéfu, kde se nachází nepropustné podloží a zadržuje srážkovou vodu. Vzhledem k výraznému zamokření je zde i velký podíl organogenních půd a rašelin, které vznikly v zamokřených depresích akumulací rostlinného materiálu. Na území se často vyskytuje i půdní druh kambizem nejen v pahorkatinách a vyšších polohách, ale také v Třeboňské pánvi. Výskyt v takto nízkých polohách je na území České republiky ojedinělý. V nižších polohách jsou zastoupeny i podzolové půdy s odlišnou mírou podzolizace. Jejich výskyt je vázán na štěrkopísčité terasy a předkvartérní sedimenty. V oblasti kolem vodních toků jsou vyvinuty fluvizemě. Tato referenční skupina půd vzniká především povodňovou sedimentací a je význačná svou vrstevnatostí (Česká geologická služba 2015).

Obecně lze říci, že Třeboňská pánev, jakožto hlavní územní jednotka v povodí, se vyznačuje velkým množstvím půd na písčitém podloží s relativně chudým obsahem živin. Vzhledem velmi nízké úrodnosti rašelinných, jílovitých a písčitých půd, není v oblasti Třeboňské pánve příliš rozvinuto zemědělství a je zde zachováno velké procento lesních porostů a vodních ploch.



## 5 Sucho

Sucho je hojně využívaný pojem, který lze charakterizovat nedostatkem vody na určitém území. Sucho je v hydrologii, stejně jako povodně, považováno za extrémní hydrologický jev, který nastává při mimořádných kombinacích jednotlivých faktorů a působením náhlých přírodních procesů, ovlivněných geografickými podmínkami a činností člověka. K suchu se také váže pojem aridita a někdy bývají tyto dva pojmy zaměňovány. Aridita je dlouhodobý charakter klimatu, zatímco sucho je zpravidla jev přechodný (Talaksen 2004).

### 5.1 Definice a typy sucha

Jak již bylo zmíněno, sucho lze považovat za hydrologický jev, který se projevuje nedostatkem vody, oproti očekávanému množství v dané oblasti nebo klimatickém pásu a projevuje se poměrně nepravidelně. Obecně jej lze považovat jako extrémní, běžně se opakující jev klimatu Země, který nastává ve všech částech světa. Jeho parametry a charakteristiky se však v jednotlivých oblastech velmi liší (Brázdil a kol. 2015).

Vzhledem k regionální diferenciaci sucha a množstvím příčin, které se podílejí na jeho vzniku, nelze vytvořit jednotná definice, která by tento extrémní jev vystihovala. Na sucho je pohlíženo z různých úhlů pohledu. Touto problematikou se zabývali například Vorel (1937), Talaksen (2004), Hladný (2009), Hisdal (2000), Šachová (2010), NDMC (2012), Rožnovský (2012) a další.

Sucho nemá jednotná kritéria pro jeho kvantitativní vymezení v ohledu na širokou škálu úhlů pohledu (Rožnovský 2012). Definice autorů, zabývajících se touto problematikou, se tedy velmi liší. Wilhite a Glantz (1985) našli více než 150 odlišných definic sucha podle jednotlivých zaměření. Jednotlivé definice sucha rozdělili do dvou odlišných kategorií. První skupinu, která obsahovala definice v rámci obecné roviny, pojmenovali skupinou pojmovou. Druhá kategorie byla nazvána funkční, ve které již byly zřejmé ukazatele intenzity, počátku a konce a doby trvání sucha. K podobnému úsudku dospěli i Mishra a Singh (2010), kteří rozlišili definice sucha na konceptuální a funkční. Konceptuální definice jsou založené na relativním vyjádření sucha, zatímco funkční se opírají o popis průběhu sucha.

Jak již bylo popsáno výše, definice jsou rozdílné dle pohledu autora a typu sucha. Například podle Duba (1963) je sucho v hydrologii pro povrchové toky definováno jako určitý počet po sobě jdoucích dní, týdnů popřípadě měsíců, kdy průtok dosahuje relativně

nízkých, nebo velmi nízkých průtoků oproti průměrným denním, měsíčním nebo ročním průměrům a jedná se o relativně výjimečný jev v časoprostoru. Hydrologické sucho lze specifikovat i na základě jiných definic. Tallaksen (2004) nazvala sucho jako dlouhodobý, opakující a na celém světě se vyskytující hydrologický jev, charakteristický plošný rozsahem nedostupnosti vody, který je dán místními charakteristikami, které jsou přizpůsobeny danému regionu. Červený (1984) zdůrazňuje fakt, který charakterizuje sucho jako období několika týdnů měsíců až roků, ve kterém je zaznamenán menší srážkový úhrn oproti dlouhodobému průměru nebo období, pro které nebyl splněn stanovený minimální srážkový limit.

Obecně se definují tři základní typy, sucho meteorologické, agronomické a hydrologické, nicméně existují i další typy, ve kterých se autoři liší. V některé literatuře se tyto tři základní typy sucha nazývají jako krátkodobé, střednědobé a dlouhodobé (Brázdil a kol. 2015). Z časového hlediska je počátečním typem sucho meteorologické, které vzniká zpravidla jako důsledek nepříznivého stavu v atmosféře vlivem atmosférických činitelů na daném území. Tento typ je obvykle charakterizován počtem dnů s nedostatečným srážkovým úhrnem, popřípadě jednotlivých anomálií spadlých srážek od dlouhodobého průměru (Talaksen 2004). Kromě množství a intenzity srážek vztažených k určitému místu, definovali někteří autoři tento typ sucha na základě dalších meteorologických prvků, především rychlosti větru, teplotě vzduchu, vlhkosti vzduchu a výparu. Meteorologické sucho je předpokladem pro výskyt dalších typů sucha (Talaksen 2009).

Kašpárek (2000) zmiňuje, že v důsledku působení meteorologického sucha, navazuje v závislosti na typu půd sucho agronomické neboli zemědělské, definované nedostatkem půdní vlády a sníženým množstvím vody v půdě. Tento typ se projevuje především v zemědělské činnosti, kdy nejsou pokryty množstevní potřeby vody jednotlivých pěstovaných plodin v čase (Hladný 2009). Agronomické sucho je ovlivněno předchozím, nebo ještě stále probíhajícím meteorologickým suchem a může trvat od jednotek týdnů až po dobu devíti měsíců (Brázdil a kol. 2015). Intenzita a počet suchých period v zemědělství koreluje s nadmořskou výškou, přičemž více suchých období se nachází v nižších polohách. Výrazný vliv na intenzitu jevu mají i fyzikální a chemické vlastnosti půdy, stejně jako úroveň hospodaření v krajině (Brázdil a kol. 2015).

V návaznosti na agronomické, může vzniknout sucho hydrologické, které se dostavuje zpravidla s delším časovým odstupem (Talaksen 2004). Tento typ je definovaný pomocí deficitu zásob povrchových a podzemních vod, zapříčiněný nedostatečnou dotací srážkami nebo nadměrnou evapotranspirací. Projevem tohoto typu je snížení hladiny podzemních vod infiltrací do vodního toku a vztlínáním do půdy, při kterém dochází k

vysychání studen a lidských rezervoárů. Taktéž lze pozorovat snížení vodních stavů v povrchových tocích. Snížení hladiny je zapříčiněno v důsledku již zmiňovaného nedostatku srážek, nicméně v posledních desítkách let se setkáváme s výrazným antropogenním ovlivněním hladin podzemních vod (Hladný 2009). Hydrologický typ sucha nastává především v důsledku delšího trvání výše předcházejících typů. Nemusí však vždy nastat. V případě jeho výskytu je pozorováno po delší časový úsek, na rozdíl od předchozích typů, které mohou rychle nastat a taktéž se rychle navrátit do rovnovážného stavu. (Fendeková 2011, NDMC 2012). Problematikou hydrologického sucha se zabývalo velké množství autorů například Talaksen (2004), Fendeková (2010), Hisdal (2003), Elleder (2013), Stahl (2001) a další.

Někteří autoři taktéž zmiňují sucho socioekonomické, které nastává při nedostatečném pokrytí a citelném dotčení potřeb lidské společnosti. Ta bývá někdy až značně ovlivněna nedostatkem vodních zdrojů. Především tedy nedostatkem pitné a užitkové vody. Dále se projevuje například pozastavením provozu hydroelektráren, nebo velkými požáry (NDMC 2012). Tento typ nastává v jakékoliv periodě sucha.

V neposlední řadě poukazuje Talaksen (2004) na ekologické sucho, při kterém pociťuje deficit vody edafon a ekosystémy. Podkategorií ekologického, může být sucho fyziologické, které se projevuje nedostatkem vody pro určité druhy rostlin (Rožnovský 2012).

Autoři též operují s pojmem nahodilého sucha, nicméně nelze jej řadit do základních typů. Podle ČHMÚ je nahodilé sucho výrazným přírodním jevem, který je nebezpečný z hlediska své nepravidelnosti v čase a prostoru. Lze jej tedy jen velmi problematicky závčas predikovat. Rožnovský (2012) uvádí nahodilé sucho jako jeden ze tří základních typů Thornthwaiterovi klasifikace, kde rozlišuje mimo nahodilého, ještě sucho sezonní, vyskytující se převážně v monzunových oblastech a sucho stálé, s výskytem v nejsušších klimatických oblastech.

## **5.2 Příčiny sucha**

Sucho je zpravidla velmi složitý jev, který vzniká v důsledku působení velkého množství činitelů a faktorů. Mezi hlavní příčiny patří změny a anomálie v globální cirkulaci a oceánských proudech, které mohou být způsobeny nestálou polohou cyklon a anticyklon a změnou chodu sezonních jevů (Estrela 2004). Z těchto anomálií poté vycházejí konkrétní činitelé jako nedostatek srážek, teplota a evapotranspirace, které jsou ještě výrazně ovlivněny lokálními podmínkami, mezi které patří nadmořská výška, kontinentalita

a oceanita, horská bariéra a další. Příčiny sucha nemusí být však jen přírodního původu, nýbrž i původu antropogenního. Vliv lidské společnosti na globální cirkulaci se neustále stupňuje (Fendeková 2011).

### **5.2.1 Fyzickogeografické faktory**

Mezi základní činitele vzniku sucha patří atmosférické srážky, respektive jejich nedostatek, který je dobře pozorovatelný na časových řadách úhrnu srážek. Období sucha nastává v době, kdy evapotranspirace převažuje nad množstvím srážek. Není důležité pouze absolutní množství spadlých srážek, ale také časoprostorové rozmístění. Při jejich dlouhodobém nedostatku je výrazně ovlivněn hydrologický cyklus. Zpočátku změnou hladiny podzemní vody, později sníženým odtokem ve vodních tocích. Nedostatek srážek tak ovlivňuje infiltraci, odtok a hladinu podzemní vody (Estrela 2001).

Mezi další významné faktory patří evapotranspirace, která se skládá z evaporace (výpar z půdy) a transpirace (výpar z rostlin). Stupeň intenzity evapotranspirace ovlivňuje především teplota vzduchu, vegetační pokryv, vítr, počet hodin svitu, vlhkost a oblačnost. Dalším důležitým faktorem je schopnost půdy zadržet vodu, neboli retence (Novický 2009).

Novický (2009) uvádí teplotu vzduchu, podílející se na vzniku sucha především v letních a zimních měsících. Určuje intenzitu a dobu trvání suché periody. V zimních obdobích zadržuje vodu v pevném skupenství a neumožňuje tak zásobování podzemní vody potažmo odtoku v řečištích vodních toků. V letním období výrazně zvyšuje společně s evapotranspirací intenzitu sucha, která bývá oproti zimním suchům delší.

Kapacita povodí je dalším důležitým faktorem vzniku sucha. Povodí vyznačující se podobnou geologickou stavbou, reagují na vznik suché periody relativně obdobně. Nejvíce chráněná povodí proti vzniku sucha se vyznačují velkým množstvím zadržené vody v mokřadech, bažinách, jezerech, popřípadě zvodních, naopak povodí, která nejrychleji reagují na vysoký úhrn srážek, popřípadě jejich deficit, se vyznačují mělkými zvodněmi a hustou sítí vodních toků (Estrela 2001).

Typ odtokového režimu ovlivňuje podpovrchové a povrchové vody, které jsou ve vzájemném souznění a značně se ovlivňují při vysokých i nízkých stavech. V případě poklesu hladiny podzemní vody se tento jev projeví i v povrchovém toku. Vlastnosti jednotlivých povodí jako je půda, geologie, tvar říční sítě, typ zvodně a její mocnost, hydraulické parametry a jiné, výrazně ovlivňují průběh sucha. Při vyšším úhrnu srážek se zvyšuje podíl hypodermického odtoku, zatímco při jejich nedostatku roste význam odtoku základního (Novický 2009).

Povodí s relativně rychlejším odtokovým procesem se obecně považují za zranitelnější suchem a povodňovou činností. Délka těchto extrémů není dlouhá, nicméně jejich frekvence je poměrně častá. V těchto typech povodí převládá vyšší podíl hypodermického a povrchového odtoku s absencí výraznějšího systému podzemních vod. V případě převažujícího základního odtoku, se výskyt suchých období neobjevuje s velkou intenzitou, avšak sucha se projevují svým delším chodem. Tato povodí reagují na změnu úhrnu srážek výrazně pomaleji vlivem silné nenasyčené vrstvy a s tím spojenou hlubokou položenou hladinou podzemní vody (Talaksen 2009).

### **5.2.2 Antropogenní faktory**

V dnešní době již neexistují žádná povodí, která zůstala neovlivněná lidskou společností. Na ovlivnění jednotlivých povodí může být pohlíženo například z hlediska globálního (skleníkový efekt) nebo regionálního (tvorba přehrad, vysoušení zamokřených oblastí, regulace odtoku).

Dnešní společnost má mnohem větší nároky na spotřebu a odběry vody, než tomu bylo v nedávné minulosti. Podle PVK (2015) je jejich velikost v posledních desítkách let regulována vyšší cenou vody, úspornějšími spotřebiči a modernějšími technologiemi v zemědělství a průmyslu.

Velikost těchto odběrů může výrazně zasáhnout v případě nedostatečného doplňování do hydrologického cyklu, který se potýká se změnami především ve výšce hladin podzemních vod a množstvím vody v řečišti. Nepřehlédnutelným problémem je fakt nerovnoměrné distribuce a spotřeby vody pro lidskou společnost. Ta je nejvíce spotřebovávána ve velkých průmyslových oblastech a taktéž při intenzivním zavlažování. Odběry jsou prováděny především z podzemních vod, při kterých může dojít k narušení až úplnému přerušení hydraulické spojitosti mezi její hladinou a vodním tokem (Tallaksen 2004).

Mezi významné antropogenní ovlivnění patří tvorba přehrad. Vybudování vodního díla je složitá záležitost, při které zpravidla dochází k ovlivnění odtoku. Změny na jednotlivých vodních tocích se případ od případu liší. Záleží na účelu, podmínkách a klimatické oblasti, ve které byla přehrada vybudována. Některé typy vodních děl, mohou regulovat odtok při extrémních srážkových událostech, popřípadě zadržet vodu, která je potřebná pro nezbytný odtok v období sucha. Především v aridních oblastech dochází k velkému odčerpávání vody z vodních nádrží. Tento jev zpravidla působí, v souznění se zvýšenou výparností, na zmenšení odtoku na úseku pod přehradní nádrží (Gubhaju 2002).

Antropogenní ovlivnění může působit na vodní režim a následný potenciální vznik sucha i nepřímo, například změnou využití krajiny neboli land use. Za poslední staletí prošla krajina množstvím změn ve využívání krajiny za vzniku změn v retenčním potenciálu krajiny. Kupříkladu lesní půdy zadržují oproti zemědělským plochám více vody a jsou méně náchylnější na extrémní sucha. Největší změnou land use je výrazný nárůst urbanizovaných ploch. Tento typ land use nezabírá procentuálně velkou část krajiny, nicméně ovlivňuje odtokový režim výrazným způsobem. Urbanizované zóny jsou výrazně zastoupené povrchem nepropustným, který zabraňuje infiltraci a vzrůstá povrchový odtok a jeho rychlost. Spotřeba vody v této oblasti je další součástí ovlivnění režimu (Brázdil a kol. 2015).

### **5.3 Dopady a následky**

Problematika sucha není v mírných zeměpisných šířkách podrobena příliš velké pozornosti a tudíž není brána jako zásadní hrozba, jako je tomu u povodní. Tento fakt je dán pomalým a nepříliš dramatickým průběhem. Suchá období jsou také rozložena velmi nepravidelně a i tento fakt snižuje zájem o sucho. Nicméně problematiku sucha nelze opomíjet a je nutné jej v hydrologii taktéž řadit k velkým hrozbám. Zatímco povodně ohrožují především okolí vodních toků, sucho může mít dopad na mnohem větší plochu (Novický 2009).

Výskyt sucha má pouze negativní dopady, které se nejvíce projevují v teplejších klimatických oblastech. V případě nedostatku vody, v krajním případě úplné absenci, je vystavena lidská společnost a všechny přírodní ekosystémy vážnému problému. Nedostatečné množství vody, jakožto důležité podmínky pro život všech živých organismů, může mít za následek značné spektrum dopadů.

Se stále rostoucí populací, je zvýšena poptávka po vodních zdrojích především v oblasti průmyslu a zavlažování. Při nástupu sucha činí poptávka po vodě svůj nárůst navzdory jejímu nedostatečnému množství. Proto musí být výdej a neúměrné zacházení s vodou tímto obdobím výrazně regulováno. Ve vyspělých civilizacích může být tento problém vyřešen pomocí vodních přivaděčů, kterou mohou zmírnit následky sucha v urbanizovaných zónách, zatímco v rozvojových zemích je sucho někdy až téměř neřešitelným problémem (Šachová 2013).

Lidé jsou nejvíce závislí na příjmu pitné, potažmo užitkové vody, jejíž kvalita se však v suchých obdobích velmi zhoršuje a stává se nevyhovující pro potřeby populace. V případě poklesu vody pod únosnou hranici, sucho nejvíce postihuje rozvojové civilizace v důsledku

nedostatečně rozvinuté zásobovací infrastruktury. Omezením takové skutečnosti je možné do určité míry zabránit výstavbou vodních nádrží, které jsou v suché periodě využívány za účelem nadlejšování průtoku na úseku pod nádrží (Brázdil a kol. 2015). V těchto zemích dále propukají nejrozličnější druhy infekcí jakožto důsledek požívání závadné vody, který je zapříčiněn nedostatkem kvalitní vody a schopností jí upravovat. Zdravotně závadná voda je výsledkem především vysokých teplot při změně chemismu a méně rozpuštěného kyslíku, za vzniku nejrozličnějších druhů bakterií a řas. Taktéž z důvodu nižšího vodního stavu je snížena možnost zředění větším objemem. Ve znečištěné vodě se nachází značné množství rozpuštěných škodlivých látek. Při nedostatku pitné vody je nutnost zajistit její dodávky avšak tento fakt představuje v určitých lokalitách nemalé investice (Brázdil a kol. 2015).

Jedním z nejvýraznějších následků je dopad na přírodní ekosystémy, ve kterých se mohou výrazně zhoršovat podmínky nezbytné pro život. Při dlouhodobém nedostatku srážek a následném poklesu průtoků, popřípadě úplném vysychání toků, je neopominutelným dopadem sucha snižování biodiverzity a krajinného rázu. Hynou vybrané druhy rostlin a jsou degradovány a ztrácejí svou přirozenou funkci, popřípadě úplně zanikají, některá stanoviště. Při extrémně dlouhých obdobích se někteří jedinci nedokážou přizpůsobit a dochází k jejich redukci, v krajních případech až vyhynutí. Vodní ekosystémy jsou ohroženy poklesem hladiny podzemních vod, jakožto stabilizátorem odtoku, a jejím potenciálním znečištěním, které ovlivňuje přirozené ekologické funkce (Brázdil a kol. 2015).

Dopady v lesnictví se projevují především zhoršeným fyziologickým stavem dřevin a počtem druhů. Mnohé studie prokázaly pokles růstu, šířku kmene i vyšší úmrtnost lesního porostu, z tohoto důvodu dochází k úbytku lesů a menší produkci. Dřeviny jsou taktéž méně odolné a vytvářejí se podmínky pro biotické druhy lesních škůdců, například lýkožrouta smrkového. Z důvodu nižšího úhrnu atmosférických srážek byl v daném suchém roce též prokázán užší letokruh. Sucho lze chápat víceméně jako limitující faktor pro lesní porost v nižších polohách, zatímco ve vyšších polohách může být sucho i prospěšné. Při působení v kombinaci s tropickými teplotami může zapříčinit sucho vznik lesního požáru (Hladný 2009, Brázdil a kol. 2015).

Výrazné dopady jsou pozorovatelné i v oblasti zemědělství, někdy se tato část hospodářství udává jako nejzranitelnější. Sucho je považováno za jeden z nejzávažnějších důvodů limitujících produktivitu, především kvalitu a výnosy. Deficit vody má za následek nedostatečný růst zemědělských plodin, popřípadě jejich vadnutí. Lze brát zřetel i na rozložení srážek v rámci vegetačního období, kdy jejich nerovnoměrná distribuce může mít za následek nemalé ztráty ve výnosech, které závisí i na infiltrační a retenční schopnosti

půdy (Brázdil a kol. 2015). Největší snížení výnosů se nachází v oblastech vyznačujících se vysokou produkční úrovní a oblastech závislých na zavlažování, především v součinnosti s vysokou teplotou a následnou evapotranspirací (Hladný 2009). Největší škody jsou zaznamenatelné na letních plodinách z důvodu vysokých teplot a evapotranspirace. Zmíněné negativní faktory a jejich dopady jsou pro zemědělské plodiny nežádoucí za vzniku takzvaného stresu ze sucha. Například u pšenice se tento jev projevuje negativním ovlivněním průběhu kvetení, především jeho urychlením (Brázdil a kol. 2015). Dalším dopadem sucha je způsobení negativní změny ve vlastnostech na zemědělských půdách, které mohou být při přívalových deštích po období sucha velmi degradovány z hlediska změny fyzikálních a chemických vlastností a úrodnosti půd, které tak nejsou schopny plnit své přirozené funkce. Největší degradace půd v období sucha je způsobena především větrnou erozí a dehumifikací. Zmírnit škody v zemědělství mohou hospodáři vlastním činností a optimalizací výnosové stability, avšak při nevhodném hospodaření se následky sucha mohou znásobit (Brázdil a kol. 2015).

Pokud není zajištěno dostatečné množství vodních zdrojů, bývá zřejmý dopad i na hospodářský průmysl. Výrazné ovlivnění nastane při vodohospodářských účelech, především se omezí, případně úplně zastaví energetická využitelnost vody zastupována činností hydroelektráren. Nicméně významné hydroelektrárny jsou situovány především u velkých vodních nádrží, z toho hlediska nemusí být ztráty ve výrobě energie výrazné. Neodmyslitelnou součástí v hospodářství je i voda potřebná na chlazení průmyslových a energetických zařízení, především tepelných a jaderných elektráren. Při jejím nedostatku se objekty a stroje závislé na chlazení začnou přehřívat. Chlazení znečištěnou vodou může mít za následek i poškození výrobních technologií.

Z širokého spektra následků lze zmínit i jiné, které se mohou týkat i dalších odvětví. Při hydrologickém suchu bývá znemožněna lodní doprava, neboť tento typ dopravy není konstruován na nedostatek vody ve vodních tocích. Při letních suchých periodách je značně omezena rekreace. Především při vysokých teplotách není vhodné se ze zhoršených hygienických důvodů koupat, především ve stojatých vodách. Jako důsledek působení sucha lze brát i následek v podobě vysychání zdrojů vody pro požární činnost, popřípadě kropení ulic. Omezen je taktéž rybolov.

## **5.4 Adaptační opatření**

Sucho se řadí mezi přírodní katastrofy z důvodu působení svých ničivých schopností. Vzhledem k pomalému nástupu sucha jej lze s předstihem predikovat a vytvořit preventivní opatření a jasně definované strategie a postupy vedoucí k zmírnění jeho důsledků. Mezi



obecná opatření patří například zvyšování retenční kapacity, měření a předpovídání jednotlivých meteorologických a hydrologických prvků a jevů, aktualizace analýzy výstavby vodních děl a v neposlední řadě rozvíjení vzdělávacích programů (Rožnovský 2012).

Jedním z hlavních cílů je vypracování strategických podkladů a plánů s ohledem na extrémní stav sucha a nedostatek vody. Prvním programem je *Strategický plán přípravy na nedostatek vody*, který zahrnuje vymezení jednotlivých ohrožených území na základě dříve specifikovaných kritérií. Dalším aspektem programu je určení přerozdělování vodních zdrojů mezi obyvatelstvo a průmysl a stanovení přípustných dávek vody. Důležitým prvkem je taktéž informovanost veřejnosti o daném problému. Mezi další rozšířené nástroje patří *Plán řízení vodních dodávek*, který je rozdělen na tři stupně podle závažnosti sucha. Prvním je stav bdělosti, při kterém jsou zajišťovány přijetí opatření při vzrůstajícím riziku sucha. Druhým je stav pohotovosti, vyznačující se zajišťováním přísunu vody v případě nutnosti. Třetí dílčí kategorií je stav ohrožení, u které se již objevily dopady sucha a cílem je minimalizovat následky. Dalším plánem je například *Plán pro výjimečné situace sucha*, který je definovaný mnoha dílčími aspekty v rámci této problematiky, přijetím krátkodobých opatření na zmírnění sucha a ukládá nařízení pro koordinaci mezi vládou, samosprávou a vodárenskými společnostmi (Bonacorsso a kol. 2007).

## 5.5 Vybrané ukazatele výskytu a průběhu

Vyhodnocování sucha je závislé na jeho charakteristikách, které lze dělit na časové a prostorové. Mezi časové patří začátek, konec a doba trvání. Prostorovými charakteristikami rozumíme především plošný rozsah (Trnka 2010). Pro vyhodnocování sucha a jeho parametrů, mezi které patří výše zmíněná intenzita, prostorový rozsah, délka a průběh, se používají převážně indexy sucha. Jednotlivé ukazatele byly vytvořeny na základě vyhodnocení a kvantifikace sucha a jeho parametrů včetně četnosti jeho výskytu. Indexy nám zobrazují vztahy mezi průměrnými a naměřenými hodnotami a stanovují prahovou hodnotu konkrétního typu sucha (Mishra 2010).

Existuje celá řada jednoduchých ale i sofistikovaných indexů, které mohou z různých úhlů hodnotit sucho a jeho dopad. Výpočet indexu je zaměřený na požadovaný typ sucha. Meteorologické indexy určení sucha jsou založeny na denních, měsíčních a ročních úhrnech srážek nebo na období, kdy se srážky nevyskytly vůbec nebo pouze v nedostatečném množství. Do výpočtu indexů zjišťujících agronomické sucho vstupuje především evapotranspirace, vlastnosti půdy. Hydrologické sucho je hodnoceno na základě vodních naměřených hodnot stavů a průtoků povrchových a podzemních vod, nelze však

opomenout geologickou charakteristiku území, vegetační pokryv a klimatické podmínky. Například určováním průtoku lze stanovit suchou periodu (Brázdil a kol. 2015).

Při hodnocení deficitu povrchových vod se používají charakteristiky jako překročení M-denních průtoků nebo roční minima z historických řad měření (Talaksen 2004). Novický (2009) stanovuje některá kritéria pro hydrologické sucho jako například průměrný průtok, který dosahuje nižších hodnot než dlouhodobý průměrný měsíční průtok v daném měsíci. Dalším kritériem je pět po sobě jdoucích dní, kdy není překročena hodnota průtoku Q355. Dále lze označit suchým takový den, ve kterém je zaznamenán nejmenší průtok v roce (Brázdil a kol. 2015).

### **Hodnota M-denního průtoku**

Tato hodnota představuje průměrný denní průtok, který je dosažený nebo překročený M dní v roce na základě dlouhé a úplné řady dat, vzniklé monitoringem a odvozením pomocí křivky překročení (Talaksen 2004). V České republice se používá hodnota Q355, která udává prahovou hodnotu ekologického sucha. Hodnota Q355 ukazuje takový průtok, který byl překročen v průměru 355 krát za rok (Dub 1963).

### **Průměrný roční minimální průtok**

Tento ukazatel udává minimální průtoky nedostoupené nebo dosažené v průměru jednou za N let. Podle pravděpodobností lze počítat N-leté události, kdy například Q10 je desetiletý minimální průtok. Jedná se tedy o průměrný denní průtok, který je dosažen nebo nedostoupen jedenkrát za 10 let (Talaksen 2004).

### **Metoda prahové hodnoty**

Metoda prahové hodnoty bývá definována pomocí limitní hodnoty průtoku, pod kterou se nachází průtok v režimu sucha. V případě poklesu pod limitní hodnotu začíná suché období, které končí zpětným překročením prahové hodnoty. Mezi základní charakteristiky takto definovaného sucha patří především jeho velikost, délka a intenzita (Brázdil a kol. 2015).

### **Base Flow Index**

Mezi základní indexy patří bezesporu Base Flow Index (BFI) v češtině nazývaný jako Základní odtokový index, který charakterizuje nízké průtoky v závislosti na geologických podmínkách. Výsledkem je bezjednotkový poměr definovaný jako objem základního odtoku lomený celkovým objemem v říčním toku. Časové měřítko je podle České geologické služby (2015) většinou jeden rok.

### **Index regionálního nedostatku vody**

Tento index byl vyvinut pro zjištění regionálního rozsahu sucha na základě časových řad odtoku. Velikost regionálního sucha se stanovuje pomocí podílu povodí postiženém nedostatkem odtoku. Indexy nedostatku vody v řadách odtoku jsou porovnávány na jednotlivých vodoměrných stanicích v rámci celého regionu. V případě výskytu sucha na více stanicích je možné takový případ vyhlásit jako regionální sucho (Brázdil a kol. 2015).

### **Standardizovaný index úrovně hladiny podzemní vody**

Pro vyhodnocování stavu podzemních vod se používá především Standardizovaný index úrovně hladiny (SWI). Index byl vyvinut za účelem sledování deficitu doplňování podzemních vod. Do indexu vstupuje hladina ve vrtu při určitém pozorování, dlouhodobý sezonní průměr a směrodatná odchylka. Podle tohoto indexu se sucho hodnotí na mírné, střední, závažné a extrémní. Jako další index lze uvést *Index zdrojů podzemních vod (GRI)*, vytvořený pro kvantifikaci poklesu zásob podzemních vod (Brázdil a kol. 2015).

### **Standard Precipitation Index**

SPI neboli Standardizovaný srážkový index je jeden z nejpoužívanějších indexů, který je založený na určité pravděpodobnosti výskytu srážek za různě dlouhé období. Zpravidla je definovaný jako podíl rozdílu úhrnu srážek od průměru a směrodatné odchylky úhrnu srážek. Obvykle se u indexu používají týdenní nebo měsíční srážkové úhrny. Index sleduje srážkové odchylky během krátkého, střednědobého i dlouhého období, při kterých lze pozorovat vlhkostní podmínky půdy i dlouhodobé změny v říčních systémech a hladiny podzemních vod. Hodnoty SPI se pohybují v rozmezí -3,3, přičemž záporné hodnoty znamenají nedostatek srážek. Důležitým pojmem je epizoda sucha. Jedná se o určitý časový úsek, při kterém jsou hodnoty indexu záporné a minimálně jednou jsou zaznamenány hodnoty nižší než -1 (Brázdil a kol. 2015, Tallaksen 2004).

### **Palmer Drought Severity Index**

Dalším indexem je Palmer Drought Severity Index (PDSI). Podle NDMC (2012) se jedná o jeden z nejběžnějších ukazatelů sucha. Jedná se o výpočet vycházející z rovnice vodní bilance. Data vstupující do tohoto indexu se týkají úhrnů srážek, potenciální evapotranspirace, odtoku, hluboké a půdní infiltrace včetně klimatických podmínek v dané oblasti. Jedná se o standardizovaný index, který vyhodnocuje a předpovídá s velkou pravděpodobností především půdní vlhkost. Z časového hlediska je počítán pro období měsíců a je sestaven tak, aby výjimečně vlhký měsíc uvnitř suché periody příliš neovlivnil jeho hodnotu. Nevýhody indexu jsou například nerozlišování sněhových srážek od dešťových nebo nepřesný výpočet evapotranspirace (Šachová 2013, Novický 2009).

## **Z - index**

Z - index je nedílnou součástí při výpočtu PDSI. Index ukazuje rozdíl mezi naměřenými hodnotami v daném měsíci a dlouhodobým normálem, bez ohledu na vodní bilanci v předchozím období, proto je spíše vhodnější pro popis krátkodobého sucha (Šachová 2010). Z - index je odchylka srážek od klimatologického optima v daném měsíci bez ohledu na vodní bilanci v období předcházejícím (Novický 2009).

## **Metoda efektivní srážky**

Metoda efektivní srážky je poměrně nová a zajímavá metoda řešící nedostatky jiných indexů sucha. Využívá se pro hodnocení srážkových podmínek. Rozdíl úhrnu srážek a úbytku vodních zdrojů odtokem a výparem je reprezentován efektivní srážkou, která je potenciálně využitelná pro rostliny. Velká výhoda metody je její nenáročnost na vstupní údaje, kde jsou zapotřebí jen denní průměry srážek (Frabšová 2013).

## **Langův dešťový faktor**

Významným indikátorem sucha je Langův dešťový faktor. Výpočet tohoto relativně jednoduchého indexu je založen na průměrných ročních teplotách a ročním úhrnu srážek. Nevýhodou indexu jsou roční průměry srážek, u kterých nelze určit jejich rozložení v rámci roku, tudíž je možné naměřit stejné hodnoty v rozlišných klimatických pásmech (Rožnovský 2012).

## **Langův dešťový faktor**

$$Df = Z/t$$

*Z = průměrný roční úhrn srážek v mm*

*t = průměrná roční teplota vzduchu v °C*

## **Vláhová jistota podle Mináře**

Vláhová jistota podle Mináře charakterizuje vláhové rozložení a poměry na určitém území. V koeficientu je zahrnut průměrný roční úhrn srážek a průměrná roční teplota. Na základě Minářova indexu byla Česká republika na 7 oblastí (Rožnovský 2012).

## **Výpočet Minářova koeficientu**

$$J = (R - 30(t+7))/t$$

*R = průměrný roční úhrn srážek v mm*

*t = průměrná roční teplota v °C*

*30(t+7) = úhrn srážek v mm, kdy nastává sucho*

Tab. č.1 : Oblasti podle Mináře

| Průměrná vláhová jistota (J) | Oblast            |
|------------------------------|-------------------|
| - 4 - 0                      | nejsušší          |
| 1 - 7                        | silně suchá       |
| 8 - 14                       | středně suchá     |
| 15 - 21                      | vyrovnaná bilance |
| 22 - 28                      | mírně vlhká       |
| 29 - 35                      | středně vlhká     |
| Více než 35                  | silně vlhká       |

Zdroj: vlastní zpracování podle Rožnovský 2012

### Končekův index zavlažení

Dalším ukazatelem sucha je index zavlažení podle Končeka. Jedná se o klimatologický ukazatel klasifikující jednotlivé podnebné oblasti. Index je počítán pouze pro vegetační období (duben - září). Oblasti jsou považovány za suché v případě záporné hodnoty indexu (Rožnovský 2012).

#### Končekův index zavlažení

$$I_z = R/2 + \Delta r - 10t - (30+v^2)$$

$R$  = úhrn srážek za vegetační období v mm

$\Delta r$  = kladná odchylka množství srážek měsíců v zimním období (leden, únor, březen) od hodnoty 105 mm (záporná odchylka se neuvažuje)

$t$  = průměrná teplota za vegetační období v °C

$v$  = průměrná rychlost větru ve 14 hodin za vegetační období v m/s

Tab. č. 2: Oblasti podle Končeka

| $I_z$    | Oblast      |
|----------|-------------|
| < - 20   | suchá       |
| - 20 - 0 | mírně suchá |
| 0 - 60   | mírně vlhká |
| 60 - 120 | vlhká       |
| > 120    | velmi vlhká |

Zdroj: vlastní zpracování podle Rožnovský 2012

### Seljaninův index

Seljaninův hydrotermický koeficient charakterizuje vlhkostní poměry jako vztah měsíčních úhrnů srážek a měsíční sumy průměrných denních teplot nad 10°C. Při teplotách pod 10°C se vztah mění a hodnoty  $K_h$  se zvyšují. Tento typ koeficientu se využívá především v zemědělství.

### **Sejaninův koeficient**

$$Kh = R / (0,1 \sum t)$$

R = měsíční úhrn srážek v mm

$\sum t$  = měsíční suma průměrných denních teplot nad 10° C

Tab. č 3: Oblasti podle Seljanina

| Kh  | Oblast                            |
|-----|-----------------------------------|
| < 1 | s nedostatkem vláhy               |
| 1   | s vyrovnanou bilancí<br>vláhy     |
| > 1 | s dostatkem až<br>nadbytkem vláhy |

Zdroj: vlastní zpracování podle Rožnovský (2012)

### **Možného index**

IHS neboli Index hydrometeorologického sucha dle Možného je počítán z hydrologické bilanční rovnice. Koeficient počítá s hodnotami úhrnu srážek, evapotranspirací a odtokem. Výpočet probíhá ve dvou fázích denního chodu. V první fázi je vypočtena denní vláhová bilance, ve druhé pak samotný index. Čím je hodnota indexu nižší tím je větší intenzita sucha (Rožnovský 2012).

Dalšími indexy týkající se vyhodnocování sucha, popřípadě úhrnu srážek, se ve své studii zabývá Do-Woo a kol. (2009). Uvádí například *Crop Specific Drought Index* (CSDI), *Soil Moisture Drought Index* (SMDI), *Rainfall annual Index* (RAI) *Effective Drought Index* (EDI) a další.

### **Monitorování sucha dálkovou detekcí**

Dalším způsobem zjišťování výskytu a monitoringu sucha je využití dálkového průzkumu země, který je reprezentován činností družic. Metody tohoto typu spočívají v zaznamenávání intenzity elektromagnetického záření v různých intervalech spektra. Hodnoty a informace jsou uloženy v podobě družicových snímků. Nezbytná je pozdější analýza snímků a vyhodnocení informací.

Snímky se pořizují především z optické části spektra, tedy viditelného a blízkého infračerveného záření s nutností korekce vlivů atmosféry. Pomocí těchto snímků je studována především vitalita a množství vegetačního krytu. K analýze se využívají taktéž snímky mikrovlnného záření a termální snímky. Snímky mikrovlnného záření charakterizují vlhkost vegetačního krytu, zatímco termální snímky mapují vegetační teplotu, popřípadě teplotu zemského povrchu, které korelují s obsahem vody a tudíž indikují výskyt

sucha. Výhody družicových snímků oproti jiným metodám vyhodnocování sucha jsou dány rozsáhlou mapovací oblastí a relativně častou opakovatelností snímků, pro které jsou používány především polární družice s širokou škálou hodnot prostorového rozlišení. Nejčastěji se však používá hodnota jeden kilometr (Brázdil a kol. 2015).

Pro konkrétní analýzu jsou používány mnohé indexy. Mezi nejpoužívanější lze řadit *Normalizovaný diferenční vegetační index* (NDVI). Do indexu vstupuje podíl rozdílu a součtu blízkého infračerveného (NIR) a viditelného záření (RED), podle kterého se dopočítají hodnoty NDVI. Hodnoty se pohybují v rozmezí -1,1, kdy vyšší naměřené hodnoty odpovídají části s nejvyšším vegetačním pokryvem. Při vyšších naměřených hodnotách NIR je zřejmý vysoký podíl vegetačního pokryvu, zatímco v případě snižování této hodnoty může být zapříčiněno usycháním. Hodnoty RED jsou v případě vegetace naopak nižší z důvodu pohlcování tohoto spektra (Brázdil a kol. 2015).

Autoři podávají informace i o celé řadě dalších indexů, které informují o rozšíření a intenzitě sucha v podobě analyzovaných satelitních snímků. Některé indexy využívají k výpočtu více snímků a aplikují nejrůznější korelační koeficienty potlačující vliv atmosféry. Příkladem lze uvést *Zvýrazněný vegetační index EVI (Enhanced vegetation index)*. Mezi další indexy patří například *PVI (Perpendicular vegetation index)* počítaný lineární kombinací pásem multispektrálního obrazu (Brázdil a kol. 2015).

## **6 Podzemní voda**

### **6.1 Úvod do podzemních vod**

Pojmem podpovrchové vody se rozumí část hydrosféry, nacházející se pod zemským povrchem. Jedná se o důležitý subsystém v rámci oběhu vody v krajině a tvoří významnou část pohybující se v prostorech horninového a půdního prostředí (Dub 1963). Podpovrchovou vodu lze rozdělit na dva základní typy, zónu aerace a saturace. První z nich, zóna aerace se nachází blízko zemskému povrchu a její horninotvorné prostředí je vyplněno převážně vodou a vzduchem. Z tohoto důvodu je někdy nazývána zónou provzdušnění s vodou nazvanou půdní vláha. Druhým typem je zóna saturace neboli zóna úplného nasycení (Ruda 2013).

#### **Půdní vláha**

Půdní vláha, někdy nazývána půdní vodou, se nachází v půdním profilu, která je dosažitelná pro všechny organismy v půdě. V rámci hydrologie je rozdělena na několik podtypů a složek vody, které se nachází ve všech skupenstvích. První z nich je vodní pára, která vzniká výparem v prostředí s vyšší teplotou. V pórech se pohybuje na základě změny napětí. Opačným jevem vzniká půdní led při teplotě menší než 0°C. Dalším dílčím podtypem je vsakující se voda, která proniká ze zemského povrchu pomocí gravitace do hlubších vrstev. Dále lze definovat vodu kapilární vyplňující pukliny menší než 0,25 mm a průliny menší než 1 mm na jež je vázána kapilární silou. Tvořena je nad hladinou podzemní vody v takzvaném kapilárním pásmu, kde je vertikálním pohybem vázána na pohyb podzemní vody. Posledním subtypem je voda adhézní neboli adsorbční, tvořená jemnými obalovými vrstvami na jednotlivých zrnech pomocí gravitačních sil (Ruda 2013, Kříž 1983).

#### **Podzemní voda**

Jak již bylo zmíněno, za podzemní lze obecně považovat vodu v oblasti nasycení v interakci s horninotvorným prostředím, vodu v drenážních systémech a vodu ve studních (Krásný 2012). V těchto místech vody proudí nebo jsou usazovány a ve vhodných lokalitách opouští horninotvorné prostředí, kde napájí povrchový vodní tok takzvanou drenáží. Výskyt, druh a množství podzemních vod je dán vlastnostmi systému jako je horninotvorné prostředí, půda, klima a mnoho dalších (Kříž 1983). Na rozdíl od půdní vláhy je podzemní voda charakterizována pouze kapalným skupenstvím.



Obr. č. 2: Druhy podpovrchových vod v horninách



Zdroj: Ruda 2013 (online)

### Vznik podzemních vod

Vznik a tvorba podzemních vod je vysvětlována především infiltrací atmosférických srážek do půdy, popřípadě kondenzací par v atmosféře. Tento druh podzemní vody je nazýván vodou vadózní z důvodu relativně mělké cirkulace v rámci zemské kůry. Druhým způsobem vzniku podzemních vod, jsou vody juvenilní. Tyto vody jsou hlubinného původu, kde vznikají sloučením molekul kyslíku a vodíku a jejich následnou kondenzací. Poté jsou promíchávány s vodou infiltrační, popřípadě vystupují na povrch v rámci horkých pramenů (Dub 1963).

### Vliv porozity na proudění

Velikost, stav a proudění podzemní vody závisí na velikosti dutin v horninách, které jsou v rámci hydrologie souhrnně označovány pojmem pórovitost, počítána jako poměr objemu pórů a objemu vzorku. Porozitu je možné dělit na průliny, vyskytující se zejména v sedimentárních horninách a půdě, popřípadě v horninách magmatických. Druhým typem jsou pukliny. Ty se vyskytují u zpevněných hornin a často vytvářejí volnou hladinu podzemní vody (Ruda 2013). Z hydrogeologického hlediska je důležitá drenážní pórovitost, která se uplatňuje jako minimální potřebná velikost póru, která umožňuje proudění v rámci podzemní vody. Další charakteristikou propustnosti hornin je koeficient propustnosti  $k$  ( $m^2$ ) a koeficient filtrace  $K$  ( $m/s$ ), který je pro různé tekutiny rozlišný. Jejich vzájemný vztah je vyjádřen rovnicí  $K = k \cdot \gamma / n$ , kde  $\gamma$  je měrná tíže kapaliny,  $n$  zastupuje dynamickou vizkozitu (Dub 1963).

Porozita je hlavním činitelem ovlivňující propustnost, která vyděluje horniny na propustné (kolektory) a nepropustné (izolátory). Zatímco kolektory může podzemní voda relativně dobře pomocí pórů proudit, izolátory tento pohyb velmi omezují. Funkcí kolektorů je nejen vodu pojmout, ale také předávat dále. Mezi typické kolektory v nichž se převážně váže podzemní voda, lze řadit písky, šterky, silně rozpukané vyvřeliny a metamorfity a jiné horniny s velikostí pórů větší než kapilární. Izolátory jsou zastoupeny převážně jílovci, jíly a konsolidovanými vápenci (Krásný 2012).

Celkový systém kolektorů a izolátorů umožňující proudění hmoty se nazývá geohydrodynamický systém. V případě vyplnění horninového prostředí pouze vodou, používá se pro tento celek termín zvodně, ve které se mohou vyskytovat souvislé akumulace podzemní vody v hornině, vytvářející hydraulicky jednotné těleso. Jednotlivé zvodně jsou v určité interakci a navzájem se ovlivňují. Celkové propojení zvodní se nazývá zvodněný systém. Tento systém se vyznačuje svojí neovlivnitelností jinými zvodněnými systémy a jedná se tedy o uzavřený, samoregulační a proudící systém podzemních vod (Dub 1963).

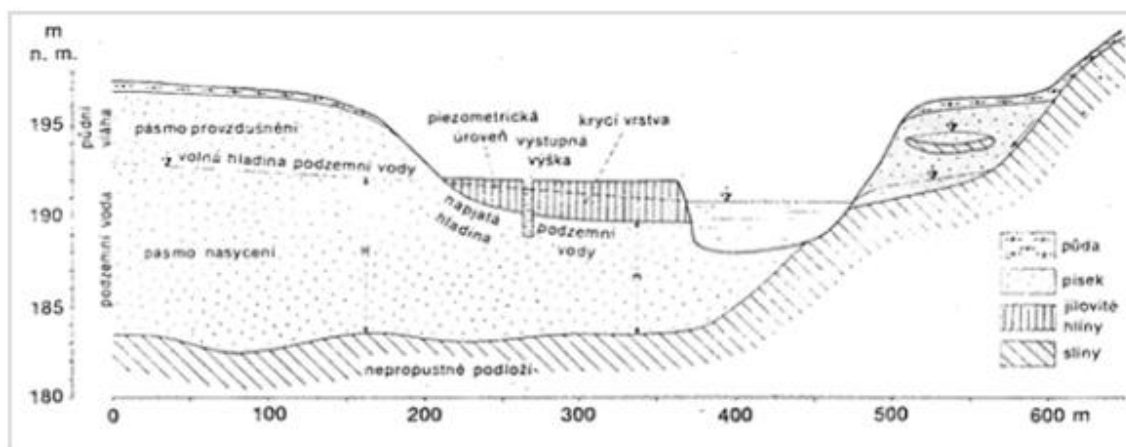
### **Pohyb podzemních vod**

Na pohyb podzemní vody má vliv nemalé množství sil. Mezi základní hnací síly pohybu podzemních vod patří především síly gravitační a změny hydrostatického tlaku. Mezi další síly patří například síly kapilární a osmotické, nicméně tyto síly nemají zásadní vliv na pohyb podzemních vod (Krásný 2012). V případě gravitačního směru rozlišuje Ruda (2013) několik pásem, z nichž lze vyvodit výraznou výměnu vod povrchových a podzemních a jejich převážnou sladkost v mělce položených zvodních. Naopak hluboce vyskytující se podzemní vody jsou silně mineralizované a jejich interakce s povrchovými vodami je minimální.

Voda se v horninách pohybuje v hydraulickém sklonu, tj. ve sklonu hladiny podzemní vody. V tomto případě se předpokládá proudění v celém průtočném horninovém profilu. Nicméně horniny jsou v místě proudění velmi heterogenní. Pohyb vod je uskutečněn kolmo k přímkám se stejnou hladinou podzemních vod zvanou hydroizohypsy. Tyto přímky se mohou spočítat na základě nadmořské výšky hladiny podzemní vody ve třech vrtech v trojúhelníku a jejich následnou interpolací (Krásný 2012). Vlivem měnících se přírodních i antropogenních faktorů je ovlivněna rychlost proudění vody v místě infiltrace i odvodnění, která je v časoprostoru nestálá a neustálená. Rychlost je v době vysoké vlhkosti v povodí jiná než v období sucha, nicméně během určitého klimatického typu lze považovat proudění za konstantní (Dub 1963).

Jak již bylo zmíněno, podle typu horninotvorného prostředí lze rozlišit pohybující se vodu na průlinovou a puklinovou. Průlinová voda se pohybuje filtrací od několika centimetrů v nejjemnějších částech až po několik desítek metrů v hrubozrnném materiálu za den. Výškový rozsah zvodně je v tomto případě určen ve svislém směru polohou nepropustného podloží a hladinou podzemní vody, popřípadě nepropustným nadložím. V případě, že se nepropustné nadloží vyskytuje v celém rozsahu zvodněné horniny a voda se nemůže volně pohybovat směrem vzhůru, jedná se o napjatou hladinu. Dojde-li k provrtání nepropustné vrstvy, nastává takzvaná piezometrická výška (Obr. č. 3) Ta se může projevit i jako artézská voda. Volná hladina se vyskytuje v případě volného pohybu v nadložní propustné vrstvě zvodně a její výškový vztah s piezometrickou výškou je dán hodnotou hydrostatického tlaku. Na rozdíl od vody v průlinách se puklinová voda pohybuje především gravitační silou v rámci jednotlivých puklin, které vyplňuje. Puklinová voda bývá zpravidla více znečištěná a méně mineralizovaná (Kříž 1983).

Obr. č. 3: Podzemní voda v nivě při hydrogeologickém řezu



Zdroj: Ruda 2013 (online)

Kříž (1983) poukazuje na několik druhů režimu mělkých podzemních vod, mezi které patří režim s typickou změnou hladiny během roku nazývaný meziříční. Dalším uváděným typem je příříční režim charakteristický změnou podzemní hladiny v závislosti na změně hladiny v povrchovém toku a v biotopech podél vodního toku, například v říční nivě. Mezi další režimy patří smíšený nacházející se v podhůří a závislí na odtoku z výše položených oblastí a taktéž na infiltraci srážkové vody (Ruda 2013, Dub 1963).

## **Změny objemu podzemních vod**

Změny objemu podzemních vod lze poměrně přesně odhadnout na základě hladiny podzemní vody a poměrného objemu gravitačně se pohybující vody v hornině (Šilar 1996). Rozkolísanost hladiny podzemní vody v rámci roku je velmi vysoká. Při jarním tání sněhu, kdy dosahuje většina českých řek nejvyšších hodnot odtoku, je hladina podzemních vod hojně doplňována a dosahuje v rámci roku nejvyšších hodnot. K tomuto faktu přispívá taktéž relativně nízký výpar. Naopak v létě je výpar nejvyšší a neumožňuje maximální infiltraci. Výsledkem tohoto jevu je letní a navazující podzimní snižování hladin podzemních vod. K doplňování objemu podzemních vod v tomto období je pouze následkem prudkých dešťů, které se vyskytují převážně v létě. Výsledkem je pozdně podzimní a zimní minimum z důvodu malého doplňování. V rámci sledování pohybu hladin podzemních vod lze konstatovat nepříliš velké odchylky stavu a objemu během dlouhodobého pozorovacího období (Krásný 2012).

## **6.2 Metody měření hladiny podzemních vod**

Hladina podzemní vody může být měřena několika způsoby. Prvním z nich je zavedení kontaktního hladinoměru spuštěním sondy do vrtu. Při kontaktu dochází ke světelné nebo zvukové signalizaci. Dalším přístrojem je ultrazvukový měřič hladiny, který je založený na principu odrazu ultrazvukového signálu od kapaliny. Dále lze vybrat například kontinuální měřič hladiny (Brychtová 2008).

Mezi nejrozšířenější však patří zjišťování stavu hladiny pomocí hydrostatických tlaků (pórových účinků) takzvaným piezometrem, který může monitorovat vodní tlak ve vrtu nebo je opatřen hrotem a zatlačuje se do zeminy pro určení pórového tlaku. Pro zjištění tlaků se používají otevřené nebo uzavřené piezometry, které se liší na základě tlaku a očekávané reakční doby piezometru. Reakční doba je důležitá především v zóně rychle měnícího se tlaku a taktéž v nepropustných horninách (Brychtová 2008).

Otevřené piezometry se používají především v propustných horninách. V nepropustných horninách je jejich reakce na změnu tlaku velmi pomalá. Tyto piezometry jsou vybaveny identifikační trubicí umístěnou ve vrtu ukončenou filtračním hrotem. Jeho délka se odvíjí v závislosti na propustnosti. V méně propustných zeminách je hrot delší. Tento hrot je obsypán pískem a vybaven těsněním zamezujícím vertikálnímu proudění. Výška hladiny je poté proměřována sondou se světelnou, zvukovou nebo kombinovanou signalizací (Štainerová 2015).

Druhým typem jsou piezometry uzavřené. Součástí těchto piezometrů je vlastní tělo, které je reprezentováno ocelovým válcem s porézním prvkem (filtrem), kterým vstupuje voda do těla válce. Ve válci je umístěno měřicí čidlo. Celý válec je spojen kabely s povrchem a příslušnou vyhodnocovací aparaturou. Uzavřené piezometry lze rozdělit podle typu a funkce na pneumatické, strunové a odporové (Štainerová 2015).

Pneumatický piezometr je založen na vyhodnocení tlaku na membránu čidla, které se nachází uvnitř válce. Tento vnější tlak je vyrovnáván z druhé strany tlakem zajišťujícím rovnovážnou polohu membrány. Vyrovnávací tlak je poté roven tlaku pórovému. Druhým typem je strunový piezometr. Tento typ je založen taktéž na membráně uvnitř tělesa. Na tuto membránu je přichycena struna, která při změně frekvence indikuje prohýb membrány, z něhož je vyhodnocen tlak na membránu. Výhodou je relativně vysoká přesnost a okamžitá možnost měření. Nevýhoda se skrývá ve větší technické náročnosti. Třetím typem je odporový piezometr založený na výskytu membrány uvnitř válce, která je vybavena odporovými tenzometry, měnící svůj odpor v závislosti prohybu membrány (Brychtová 2008).

Piezometry mohou být použity přímo zatlačením do zeminy, především v soudržných zeminách za přítomnosti hrotu. Piezometry mohou být též osazovány do vrtu. Tento typ aplikace nevyžaduje přítomnost hrotu.

Některé profily jsou vybaveny mechanickým měření, například moderními hladinoměry, které zasílají automaticky údaje o stavu hladiny podzemních vod.

## **6.3 Hydrogeologické rajony v povodí Lužnice**

V oblasti povodí Lužnice lze vyčlenit dvě základní oblasti v rámci hydrogeologie a akumulace podzemních vod. První z nich je oblast Třeboňské pánve vyznačující se na základě hydrologické rajonizace trvalým zvodněním, druhá je zastoupena krystalinikem se zvodněním nesouvislým (Olmer a kol. 2006).

### **6.3.1 Přírodní zdroje podzemních vod v Třeboňské pánvi**

V oblasti třeboňské pánve, tvořené vícekolektorovým zvodnělým systémem, proudí podzemní voda na velké vzdálenosti a často je nezávislá na povrchové říční síti (Kadlecová a kol. 2007). Je tedy zřejmé, že sedimenty v třeboňské pánvi vytvářejí relativně dobré podmínky pro oběh podzemní vody. Dlouhodobý průměrný zdroj na povrchovém odtoku v Třeboňské pánvi je za pomoci aplikovaných metod a výpočtů odhadován na pouhých 1 - 1,5 l/km<sup>2</sup>/s (Krásný 1982).

Na základě pěti průtočných úsecích byl odhadnut maximální možný přítok z přípovrchního krystalinika minimální hodnotou 100 l/s (Krásný 2012). Přítok z přípovrchního krystalinika je majoritní částí přírodních zdrojů podzemních vod pánevnických zvodněných systémů. V menší míře lze za zdroj považovat i vodu z podloží pánve, nicméně tato složka nemá zásadní vliv. Tento fakt je dán malou propustností krystalinika, naopak v Třeboňské pánvi je voda infiltrována na celém území pánve na výchozech písčitých a štěrkových sedimentů (Krásný 1982).

Jednotlivé hydrologické celky a zvodněné systémy jsou vymezeny na základě vlastního oběhu podzemních vod, kde dochází k drenáži a které jsou infiltrovány v daném území. Hranice jsou definovány přechodem pánevnických sedimentů do oblasti krystalinika, které se nachází i v podloží. Hranice mohou mít různý charakter od zřetelných, které jsou reprezentovány liniovým zlomem, až po relativně nerozpoznatelné. Jednotlivé zvodněné systémy mohou mít podobné rysy z hlediska proudění podzemních vod a propustnosti. Nicméně lze najít rozdílnosti v morfologii, litologii a hydrogeologii. V oblasti povodí Lužnice lze vymezit dva pávně zvodněné systémy, horusický a třeboňský (Krásný 2012).

### **Horusický zvodněný systém**

Horusický zvodněný systém se rozkládá v severní části Třeboňské pánve. Na západě je hranicí výrazný drahotešický zlom, nicméně ostatní hranice nejsou z morfologického hlediska výrazné. Mocnost sedimentů je zde oproti Třeboňskému systému relativně nízká, avšak s velmi dobrou kvalitou podzemní vody. Výplň pánve je tvořena především sedimenty klikovského souvrství s maximální mocností 140 metrů na svém západním okraji. Při východním okraji přechází tento zvodněný systém z málo propustných terciérních sedimentů na kvartérní fluvialní uloženiny Lužnice. Tuto oblast lze specifikovat relativně pravidelným střídáním kolektorů a izolátorů oproti ostatním oblastem s klikovským souvrstvím. Ve spodní části se nachází mocná vrstva psefiticko - psamitických sedimentů překrytá vrstvou jílových uloženin. Největší mocnosti dosahuje západní část, jakožto místo s nejmocnější pávně výplní. Celkový podíl sedimentů jílu roste směrem k východu, nicméně zřídka kdy přesáhne mocnost 50 %. Hodnota transmisivity, která je definována jako schopnost hydrologického kolektoru propouštět podzemní vodu, je zde v rámci jihočeských pánví nejvyšší s hodnotami až 1500 m<sup>2</sup>/d, avšak průměr dosahuje hodnot kolem 500 m<sup>2</sup>/d.

Významným morfologickým a hydrogeologickým prvkem je mažický zlom probíhající od severovýchodu k jihozápadu, který rozděluje tento zvodněný systém na dva dílčí hydraulicky odlišné subsystémy. Dříve proudila podzemní voda a byla drenována ve

třech hlavních oblastech, která byla indikována výskytem rozsáhlých rašelinišť. První drenáž byla v území při mažickém zlomu od severozápadně přitékající vody, za tvorby Mažických, Veselských či Borkovických blat. Druhou dílčí oblast lze vymezit na území v blízkosti Bechyňského potoka, která byla drenována převážně Blatskou stokou. Poslední oblast se nacházela v okolí dnešního Horusického a Záblatského rybníka. Nicméně odběry vody v jižním subsystému výrazně poznamenaly proudění vody v této oblasti, kde vznikla nová umělá drenážní oblast a dřívější drenážní oblasti na jihovýchodě se staly potenciálními místy infiltrace. Severní subsystém nebyl těmito vzorky výrazněji poznamenán (Krásný 1982 a 2012).

Dlouhodobé a poměrně mimořádné odběry až 130 l/s v oblasti horusické jímací linie (Horusice - Dolní Bukovsko) výrazně ovlivňují přírodní drenáž podzemních vod v oblasti Blatské stoky. V severní oblasti jsou odběry v řádech kolem 10 - 20 l/s nicméně velikost těchto odběrů může výrazně ovlivnit množství podzemní vody v horusické jímací linii (Krásný 2012).

### **Třeboňský zvodněný systém**

Tento systém se váže na jižní část třeboňské pánve, místy zasahující až na rakouské území. Severovýchodem tohoto území protéká řeka Lužnice, která je zde napojena na soustavu umělých kanálů a rybníků. Tato oblast je taktéž tvořena převážně sedimenty klikovského souvrství, doplněné terciálními sedimenty, především v oblasti šalmanovicko - soběslavském a stropnickém příkopu. Mocnost sedimentů dosahuje nejvyšších hodnot v oblasti jihozápadu (až 370 m), směrem k severu a východu se podstatně sedimentární pánevní výplň snižuje. Ve východní části navazují kvartérní fluvialní sedimenty Lužnice mocné až několik desítek metrů (Krásný 2012).

Na rozdíl od horusického zvodněného systému je zde typické výrazné a nepravidelné střídání izolátorů a kolektorů písku, štěrkopísku a jílových sedimentů s různou horizontální mocností. Hodnoty propustnosti a transmisivity, proudění podzemních vod a jejich vlastnosti se od horusického zvodněného systému značně liší. Nejvyšší hodnoty transmisivity byly měřením zjištěny v oblasti regionální drenáže podzemní vody. Od Suchdola nad Lužnicí dále k jihu a jihozápadu byly zjištěny hodnoty převážně od 100 do 300 m<sup>2</sup>/d (vrt TJ - 14 u Spolského rybníka dosahuje hodnot 650 m<sup>2</sup>/d) (Krásný 1982). Na rozdíl od severněji položeného horusického systému lze poukázat na fakt regionální drenáže podzemních vod a nejvyšších hodnot transmisivity v oblasti, která se vyskytuje na jihu a je charakterizována nízkou mocností sedimentů. Neplatí zde tedy korelace mezi vysokou mocností sedimentů a nejvyšší hodnotou transmisivity. Vyšší hodnoty jsou

kladeny i do oblasti údolí Stropnice. Tato skutečnost je spjata s lokální drenáží podzemní vody zhruba do hloubky 100 metrů. V hlubších částech se transmisivita snižuje a podzemní voda proudí na sever k regionální drenáži třeboňského zvodněného systému. Zvláštností je vývoj klikovského souvrství na jihozápadě v takzvané okrajové facii. Zde se nachází velké množství nevytříděného materiálu s vysokým obsahem jílu až 70 %. Navzdory vysoké mocnosti sedimentů kolem 300 metrů, byla pomocí vrtů prokázána nízká transmisivita dosahující až velmi nízkého rozmezí 0,2 - 0,9 m<sup>2</sup>/d. Naopak vysoká transmisivita byla prokázána i v západní části Stropnického příkopu, kde se nachází mydlovarské souvrství štěrkopísku o mocnosti 100 metrů s hodnotou kolem 800 - 1200 m<sup>2</sup>/d (Krásný 1982 a 2012).

Většina průtoku se v třeboňském systému uplatňuje v rámci lokálního proudění podzemní vody. Pouze malá část se týká proudění regionálního (Krásný 1982). Odběry podzemních vod jsou zde v relativně nízkém množství. Větší odběry jsou pouze v oblastech Lhotky, Borovan a Tomkova mlýna s odběrem do 10 l/s. V těchto oblastech se odběr nepodílí na žádném kvantitativním ovlivnění množství podzemních vod. Nicméně v případě zvýšení odběru se mohou uplatnit zákony v rámci velké interakce povrchových a podzemních vod a tudíž by se mohl výrazně snížit minimální povrchový odtok (Krásný 2012).

#### **Kvartérní fluvialní sedimenty Lužnice**

Kvartérní fluvialní sedimenty jsou v této oblasti reprezentovány pleistocenními a holocenními štěrkopísky. Tyto sedimenty lemují převážně vodní tok horní a střední části Lužnice a jsou terasovitě uspořádány. V současné době reprezentuje tato oblast jednu z drenážních zón třeboňského systému. Současně je tato oblast charakterizována svým relativně nezávislým vodním režimem oproti podzemním vodám v okolí. Tato skutečnost klade důraz na souvislost hydraulické spojitosti mezi povrchovými a podzemními vodami v těchto sedimentech v nivě Lužnice. Výrazná spojitost je dána především vysokou transmisivitou a propustností kvartérního kolektoru tvořeného převážně štěrkopísky. Hodnota hydraulické spojitosti se v této oblasti pohybuje v rozmezí 10 až 100 m/d. Transmisivita byla stanovena jako vysoká až velmi vysoká v oblasti Suchdola nad Lužnicí s extrémní zjištěnou hodnotou 1800 m<sup>2</sup>/d (Krásný 2012).

K lokální drenáži dochází především v údolí Stropnice a jiných řek nacházejících v jižní části tohoto území a v úseku Lužnice mezi Českými Velenicemi a Suchdolem nad Lužnicí. Zajímavostí v údolí Stropnice je fakt, navzdory velké mocnosti sedimentů, pouze lokálního drenážního proudění do hloubek 100 - 150 metrů. V hlubších částech se voda infiltruje hlouběji a postupuje k regionálním drenážím (Krásný 1982).



Údolí Lužnice mezi Suchdolem nad Lužnicí a Majdalénou je oblastí regionální drenáže. Severněji až po Rožmberk se nachází Lužnice mimo zvodněný systém a drénuje jen kvartérní kolektory. Severně od Rožmberku pokračuje vliv údolí Lužnice jakožto hlavního regionálně drenážního činitele. Povodí zde není příliš velké a v kombinaci s nepříliš příznivou hydrogeologií se nedá očekávat výrazná drenáž (Krásný 2012).

### **6.3.2 Krystalinikum**

Druhá oblast krystalinika se navzdory petrografickým odlišnostem a rozdílnému geologickému vývoji, nevyznačuje kvalitativními rozdíly hornin v hydrogeologickém prostředí. "Vždy se jedná o hydrogeologický masiv - kde rozdíly v regionálním rozdělení převládajících hodnot propustnosti obvykle nebývají příliš významné" (Krásný 2012, s. 184). Na rozdíl od pánevních oblastí závisí vlastnosti hydrogeologických těles jen omezeně na stratigrafii a litologii hornin. Krystalinikum je podle Krásného (2012) charakterizováno třemi základními vlastnostmi. První dílčí vlastností je přítomnost převládající puklinové pórovitosti. Druhou vlastností je absence stratiformních kolektorů. Třetí vlastností je vertikální rozdělení na 3 zóny. Svrchní zvětralinová zóna je výsledkem v mnoha případech fluvialní činnosti v kvartéru. Převládající pórovitost je spíše průlinová a mocnost této vrstvy dosahuje několik metrů. Střední puklinová vrstva je tvořena převážně více či méně rozpukanými horninami. V lokálním měřítku značně proměnlivé v regionálním stájejší s mocností desítek až stovek metrů. Poslední je spodní masivní část s nepříliš velkým množstvím puklin (Krásný 2012).

V krystaliniku není pozorované tak výrazné proudění jako v případě Třeboňské pánve. Proudění je především v přípoверхové zóně z důvodu vertikálně se snižující propustnosti a chybějící akumulací podzemní vody. Ve vrtech prováděných převážně v jihočeském krystaliniku byl zjištěn výrazný pokles propustnosti a vydatnosti pramenů podzemních vod s hloubkou, kde vydatnost ve 40 metrech byla zjištěna desetinná oproti hloubce 10ti metrů. Tento jev je nejvýraznější u granitoidů a ortulor, zatímco u pararul není tolik zřejmý. Na území Česka bylo provedeno mnoho vrtů s cílem zjistit transmisivitu na jednotlivých územích. V lokálním měřítku se výsledky velmi diferencovaly avšak v regionálním byla odchylka relativně menší. Hodnoty dosahovaly v průměru od 1 m<sup>2</sup>/d do 10 m<sup>2</sup>/d (Krásný 2012).

Pro hydrogeologický masiv je příznačná infiltrace v celé ploše rozšíření přípoверхového kolektoru. V antropogenních územích může být infiltrace přerušena nebo zpomalena. Podzemní voda se zřídka kdy pohybuje hlouběji než v několika metrech pod zemských povrchem. Tento fakt přehledně znázorňuje tabulka č. 4.

Tab. č. 4: Hloubka ustálené hladiny podzemní vody ve vrtech v krystaliniku jižních Čech

| Hloubka ustálené hladiny | Procento vrtů |
|--------------------------|---------------|
| < 2 m                    | 63%           |
| 2 - 5 m                  | 14%           |
| 5 - 10 m                 | 9%            |
| > 10 m                   | 4%            |
| vrtů s přetokem          | 10%           |

Zdroj: vlastní zpracování podle Krásný 2012

Rychlost podzemní vody v přípovrchovém kolektoru lze označit jako poměrně rychlou s lokálním charakterem odtoku, který se může výrazně měnit. K drenáži dochází především na úrovních erozních bází a následnými výrony do povrchového toku (Krásný 2012).

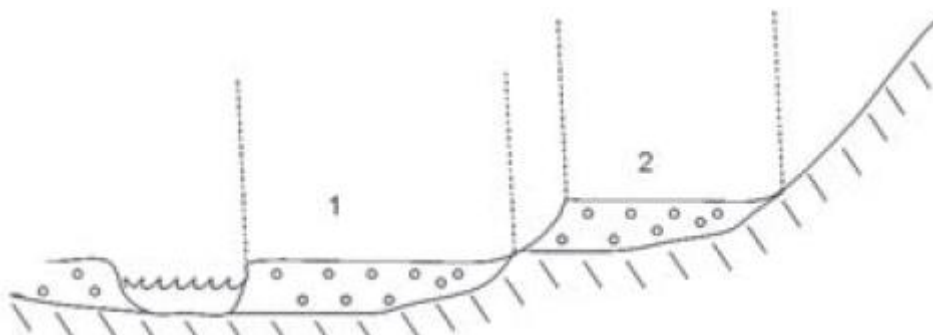
Nejvyšší hodnoty přírodních zdrojů specifického podzemního odtoku jsou pozorovány v horských oblastech. Tato čísla mohou dosahovat hodnot až kolem 15 l/s/km<sup>2</sup>. Tato skutečnost je dána vysokým úhrnem srážek, nižší evapotranspirací, které umožňují rovnoměrnou infiltraci, zatímco výrazný hydraulický gradient nepřilíží hluboké hladiny podzemní vody je rovnoběžný s povrchem země a uplatňuje se zde rychlé proudění (Krásný 1982).

## 7 Údolní niva

Údolní niva je v rámci krajiny významný ekosystém, s množstvím nejen fluviálních procesů, který bývá často antropogenně ovlivněn. Nivu lze charakterizovat různými způsoby v ohledu na zaměření jednotlivých autorů zabývajících se tímto územím (Křížek 2007). Z pohledu hydrologie se jedná o ploché údolní dno, které bývá během zvýšeného průtoku povrchového vodního toku, v případě překročené maximální hladiny a kapacity hlavního říčního koryta, zaplavováno (Demek 1987). Křížek (2007) uvádí jednu z definic nivy jako akumulární rovinu podél vodního toku, tvořenou nekonsolidovanými sedimenty transportovanými a usazovanými tímto vodním tokem, která bývá při povodních částečně nebo zcela zaplavována. Z pedologického hlediska vymezuje Šefrna (2007) údolní nivu podle výskytu půdního typu fluvizem, který je mladým půdním typem bez výraznějších genetických půdních horizontů. Území bývá často doplňováno typem glejů. Ekologické pojetí vymezuje říční nivu na základě funkčního propojení říční nivy a vodního toku (Langhammer 2012).

Na údolních svazích bývají často vyvinuté říční terasy, jakožto původní dna říčního koryta, vzniklá zahlubováním říčního toku do podloží. Terasy jsou charakteristické střídáním rovného povrchu a výrazně ukloněného terasového stupně. Na obrázku č. 4 je možno vidět říční nivu (1) v řezu údolím s akumulací terasou (2) a její oddělenou hranou od akumulací terasy následně údolního svahu.

*Obr. č. 4: Řez údolím se zachycením nivy a říční terasy*



Zdroj: Křížek (2007)

Údolní niva je charakteristická ukládáním fluviálních sedimentů, které se neustále sedimentují vlivem meandrujícího toku v řečišti. Pojem meandry lze vysvětlit jako zákruty v řečišti formující tvar říčního koryta. Při tomto typu sedimentace se plaveniny a splaveniny ukládají šikmo a jsou vytříděné od nejjemnějšího na povrchu po nejhrubší v dolní části a

dochází k takzvané boční akreci (Langhammer 2012). K výraznější sedimentaci dochází během extrémní průtokové situace, nazývanou povodně, kdy je vodní tok vybrežen do záplavové zóny a akreduje se vertikálně (Křížek 2007). V tomto případě je proces fluviální sedimentace rozšířen na celou záplavou oblast, neboli oblast inundace (Slabá 2011). Pro nivu je také charakteristické její rozšiřování v rámci toku a tudíž menší uplatnění svahových procesů jakožto činitele při tvorbě nivy.

Pro údolní nivu je specifický jev zvýšené hladiny podzemní vody. Dokonce i nad hladinou podzemní vody je v půdě vysoký obsah kapilární vody, která je závislá na kapilárních silách a nacházejících se v kapilárním pásmu, tj. v oblasti mezi hladinou podzemní vody a zemským povrchem. Velmi nízké rozdíly v nivě společně s jemnozrnnými náplavami jsou ideální kombinací pro tvorbu a udržování nejrůznějších druhů mokřadů především v širších úsecích nivy (Slabá 2011, Dub 1963).

## **7.1 Hydrologické funkce nivy**

Mezi základní funkce říční nivy patří retence vody během povodňové události. Zmenšení rozsahu průtoku a s tím spojeným sníženým odtokem z krajiny, je souhrnně nazváno jako transformace povodňové vlny. Ta se uplatňuje v nivě, jakožto drsnějším činitelem více než v říčním korytě. Je-li niva přírodního původu, projevuje se tento jev s větším účinkem. Voda zadržená v říční nivě se postupně vypařuje, popřípadě infiltruje do půdy a stává se součástí půdní vláh, nebo podzemní vody (Dostál a kol. 2012). Především v srážkově bohatších měsících se stav podzemní vody v nivě výrazně zvyšuje z hlediska vysokého potenciálu v řečišti a vysoké hydraulické vodivosti, tj. filtračního koeficientu nivy (Sophocleous 2002). Tento jev nastává především v období jarního tání sněhu, popřípadě letních dešťů s výraznou srážkovou dotací. V případě průměrného vodního stavu povrchového toku, naopak podzemní voda v nivě napájí říční systém a podílí se na odtoku z území. V suchých obdobích může být podzemní voda v nivách hlavním zdrojem odtoku. Nicméně v suchých obdobích může být gradient výměny vody i opačný z důvodu nízké dotace nivy z okolních svahů (Kříž 1983). V nivě se tedy uplatňuje velmi zásadní interakce mezi podzemní a povrchovou vodou, která se projevuje rozdílnou měrou. Tento fakt je dán především samotnou geologií říčního koryta a údolní nivy. V rámci antropogenního ovlivnění lze považovat důležitost říční nivy především v ohledu protipovodňové ochrany a také s velkým využitelným množstvím podzemních vod důležité pro obyvatelstvo.

## 8 Interakce povrchové a podzemní vody

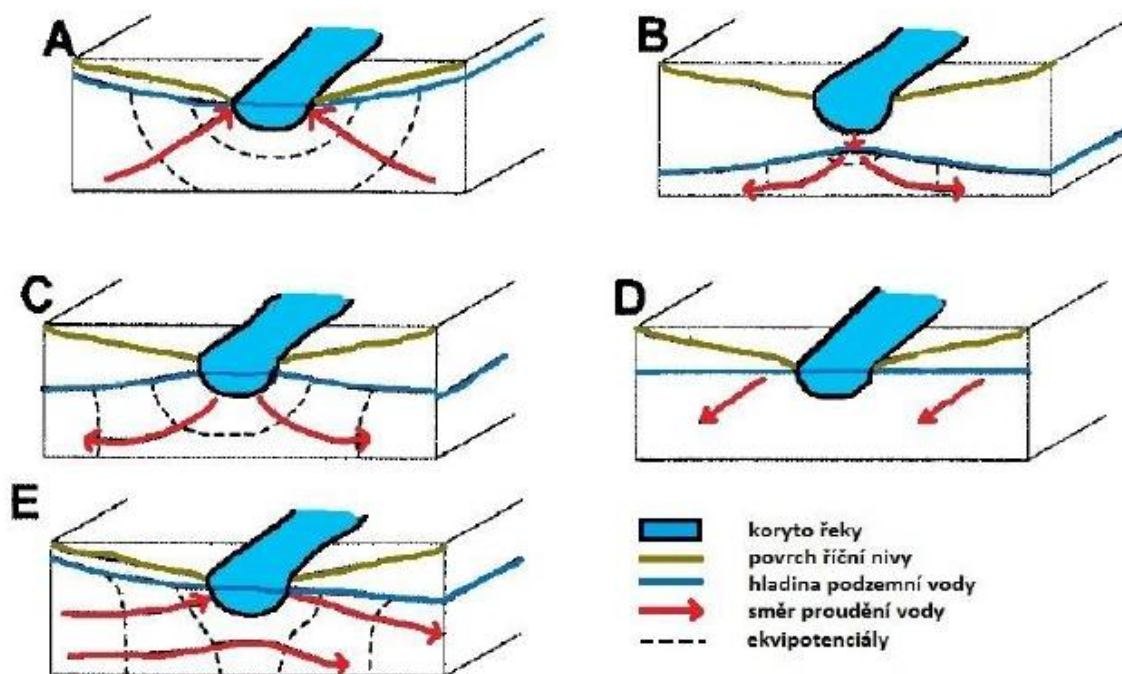
Podzemní voda a povrchová voda ve vodních tocích jsou součástí oběhu vody v přírodě. Jak již bylo naznačeno v předchozí kapitole, jejich interakce a ovlivňování je výrazné a nacházejí se ve vzájemné vazbě. Touto problematikou se zabývala celá řada autorů například Sophocleous (2002), Muzikář (2014), Woessner (2000) a (1998), Lewandowski (2009), Baxter (2003) či Kalbus (2006).

Na spojitosti mezi povrchovými a podzemními vodami je závislá celá řada jevů a faktorů, mezi které lze řadit dynamiku odtoku podzemních vod ve zvodních a její variabilitu v rámci roku, napájení podzemní vody povrchovými vodami a drenážními účinky vodního toku (Kalbus 2006). Spojitost mezi jednotlivými vodními útvary je ovlivněna rychlostí a množstvím odtékané podzemní vody a na jejím gradientu (Sophocleous 2002). Podpovrchová voda, která vzniká především z atmosférických srážek, je především doplňována z důvodu infiltrace přes nenasycenou zónu. Druhotným způsobem může být vcezen přímo z vodních toků nebo vodních nádrží vybudovaných na povrchovém toku. V menším množství může být dotována kondenzací plynů v atmosféře (Kříž 1983). Podzemní voda má také svůj odtok. Přemísťuje se tedy z oblasti infiltrace, do oblasti odvodnění. Odtéká především ve formě pramenů z kolektoru nebo skrytě příronem do vodního toku nebo vodní nádrže povrchové vody. Je tedy jedním ze zdrojů vodnosti povrchového vodního toku, přičemž v suchém období může být pouze jediným (Woessner 2000). Výměna povrchové a podzemní vody je až na určité výjimky skryta (Kadlecová a kol. 2007). Systémy podzemních vod se mohou velmi lišit, především hloubkou a výškou. Jednotlivé útvary podzemních vod se mohou i překrývat. Zvodně se nacházejí v různé hloubce pod povrchem, kdy mělké zvodně mají oproti hlubinnějším výrazně dynamičtější proces a dochází k největší výměně vody s povrchovým vodním tokem. U hlubinných útvarů probírá cirkulace vody v podstatně hlubších částech a voda je zdržována déle. Podzemní voda v hlubokých zvodních je také drénována povrchovým vodním tokem, který může drénovat více zvodní. Drenáž těchto hlubinných útvarů podzemní vody probíhá v různých úsecích a částech vodního toku a nemusí se z důvodu různého zdržení ve zvodněném kolektoru shodovat s mělkěji položenými zvodněmi. Nicméně interakce s hlubinnými zvodněmi není zásadní a nemusí být vůbec uskutečněna (Muzikář 2014) nebo (Kalbus 2006).

## Typy proudění a jejich hydraulická spojitost

Povrchové a podzemní vody nejsou tedy pouze izolovanými útvary a komponenty z důvodu jejich určité spojitosti nebo-li interakce, při které se navzájem velmi ovlivňují a velikost vzájemné vazby závisí na mnoha okolnostech. Z detailnějšího pohledu lze vytyčit tři základní faktory ovlivnění vzájemné interakce. 1) rozložení koeficientu hydraulické vodivosti 2) vztahem hladin podzemní a povrchové vody 3) pozicí koryta v nivě (Woessner 1998). Jednotlivými typy proudění a stavem hladin mezi podzemní vodou v nivě a vodou v povrchovém toku se ve své studii zabýval Woessner (2000) a určil na základě odhadu výšky vodní hladiny a hladiny podzemní vody v nivě 5 typů vzájemného proudění (obr. č. 5). První typ (A) nastává v případě vyšší hydraulické hladiny podzemní vody oproti tlakové výšce v povrchovém vodním toku. Tento jev má za následek proudění z říční nivy do vodního toku. Opačná situace nastává v případě dotace nivy vodním tokem (C). Tento směr nastává i v situaci (B), kdy se nachází hladina podzemní vody pod úrovní koryta řeky. Je-li výška hladiny stejná (D), dochází k paralelnímu proudění a nedochází k výměně vody. Pokud je výškový potenciál na protějšcích březích odlišný (E), nastává takzvané transmisientní proudění napříč říční nivou.

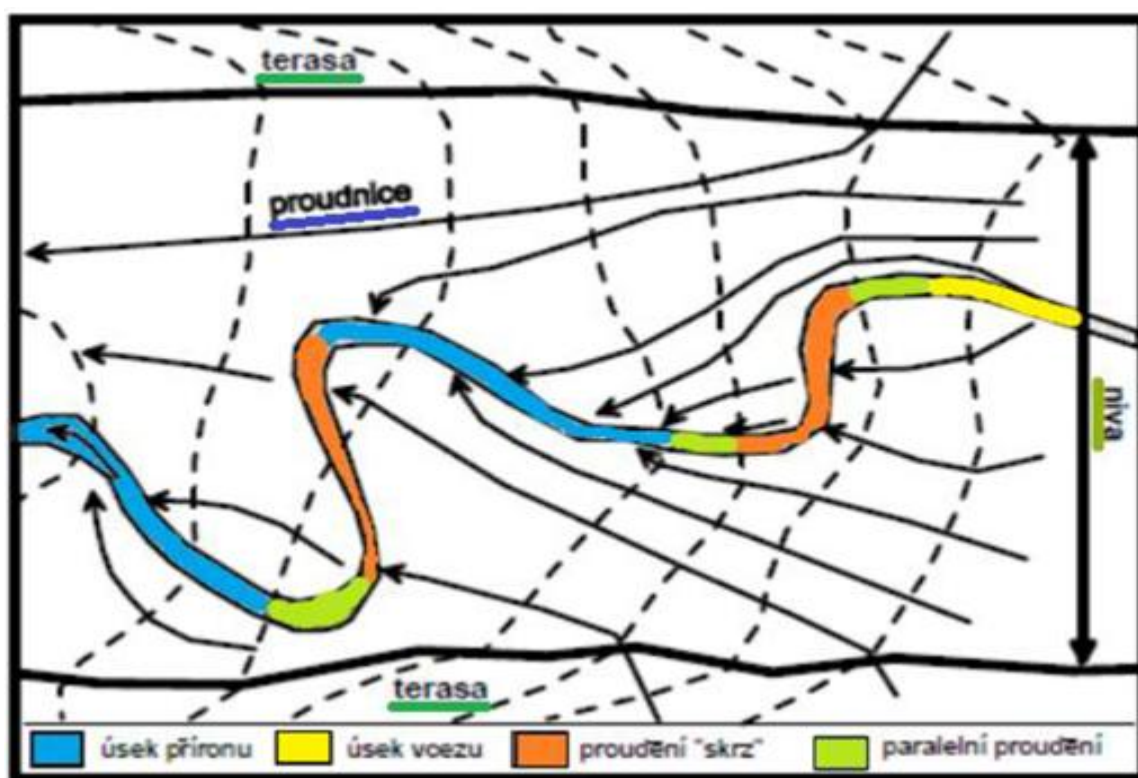
Obr. č. 5: Proudění podzemní a povrchové vody a jejich vzájemná interakce v nivě



Zdroj: Fialová (2015) podle Woessner (2000)

Hlavní směr proudění lze předpokládat na základě geomorfologických údajů zastoupenými převážně sklonem koryta, poměrem šířky a hloubky, úhlem prořezávání sedimentu, sinusoidou toku (Slabá 2011). Paralelní proudění převažuje převážně v širokých a přímo tekoucích řekách s vysokým gradientem. Jednotlivé případy vcezu a příronu se mohou v rámci povrchového toku v prostoru a čase velmi rychle měnit (Sophocleous 2002). Tento fakt je dokumentován na obr. č. 6. Záleží na změnách hladiny v toku a říční nivě. Obecně je udáván předpoklad, dotace vodního toku z nivy, v případě normálního vodního stavu. Naopak při zvýšených průtocích se trend obrací a začíná být dotována niva.

Obr. č. 6: Střídání úseků vcezu a příronu v korytě vodního toku



Zdroj: Fialová (2015) podle Woessner (1998)

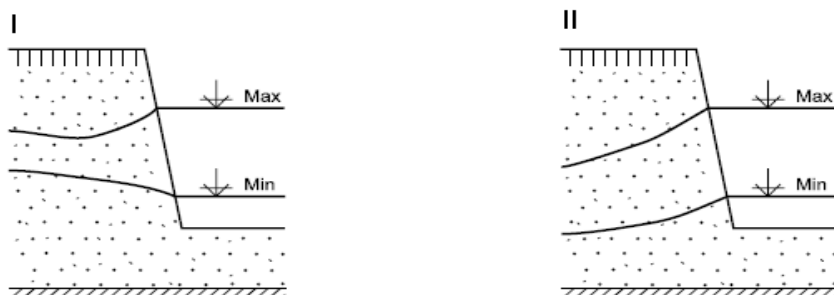
Nicméně nezbytným faktorem, jakožto ovlivňujícím činitelem hydraulické spojitosti je poloha koryta vůči zvodni a počevnímu izolátoru. Touto sofistikovanější analýzou a rozdělením typů koryt a jejich ovlivněním podzemních a povrchových vod se zabýval ve svých pracích Muzikář (2014) a Sophocleous (2002), podle nichž se nachází koryto vůči zvodni a počevnímu izolátoru ve dvou základních pozicích. Prvním typem je koryto zaříznuté v celém svém profilu do zvodně nad počevním izolátorem (obr. č. 7). Druhý případ nastává v okamžiku zaříznutí koryta do zvodně i počevního izolátoru. Počevní izolátor lze definovat jako horninové těleso, jehož propustnost je v porovnání s propustností

nadložního kolektoru natolik menší, že se v něm gravitační voda za stejných hydraulických podmínek pohybuje mnohem hůře (Sophocleous 2002).

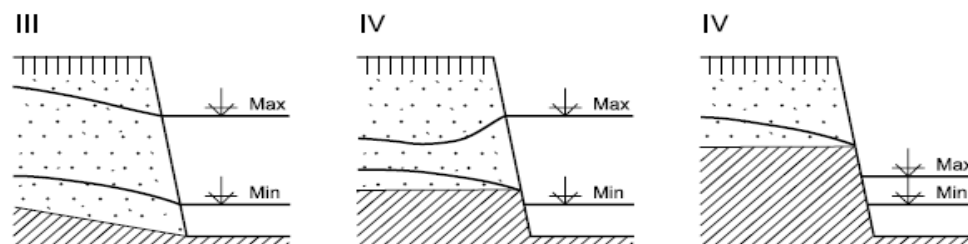
Tyto dva základní typy lze modifikovat a rozdělit na několik dílčích podtypů. Na obr. č. 7 jsou uvedeny dva podtypy koryta zaříznutého ve zvodni nad počevním izolátorem.

Obr. č. 7: Typy poloh koryta, zvodně a počevního izolátoru

KORYTO ZAŘÍZNUTÉ V CELÉM PROFILU DO ZVODNĚ NAD IZOLÁTOREM



KORYTO ZAŘÍZNUTÉ DO ZVODNĚ A DO IZOLÁTORU



Zdroj: Muzikář (2014)

"První z nich (I) je charakteristický hladinou podzemní vody, která má většinou gradient směrem k povrchovému toku, který při těchto vodní stavech drénuje podzemní vody"(Muzikář 2014, s. 18). Napájení zvodně je možné zúžit na infiltraci srážkami. Při vyšších průtocích v povrchovém toku je zamezen přísun podzemní vody ze zvodně, která je naopak napájena povrchovým tokem. Po ústupu vyššího vodního stavu je podzemní voda znovu drénována. Výrazný vliv na dotování podzemní vody má rozkvyv hladin, kdy jeho široká škála velmi ovlivňuje a pozměňuje režim zvodně. Tento typ je možné nalézt v širších údolních zónách. Druhým typem (II) koryta zaříznutého nad počevním izolátorem je poloha koryta vůči podzemní vodě, která má gradient od povrchového vodního toku. Zvodeň je tudíž celoročně napájena povrchovým tokem a její hladina závisí na rozkolísanosti stavu povrchového toku. Z druhého základního typu, který je zaříznutý do počevního izolátoru, lze odvodit tři podtypy. První z nich je určen izolátorem, který tvoří dno koryta vodního toku a společně s hladinou podzemní vody je k povrchovému toku šikmo uložen (III). Podle Muzikáře (2014, s.19) "je hydrologicky vztah povrchové a podzemní vody obdobný jako v

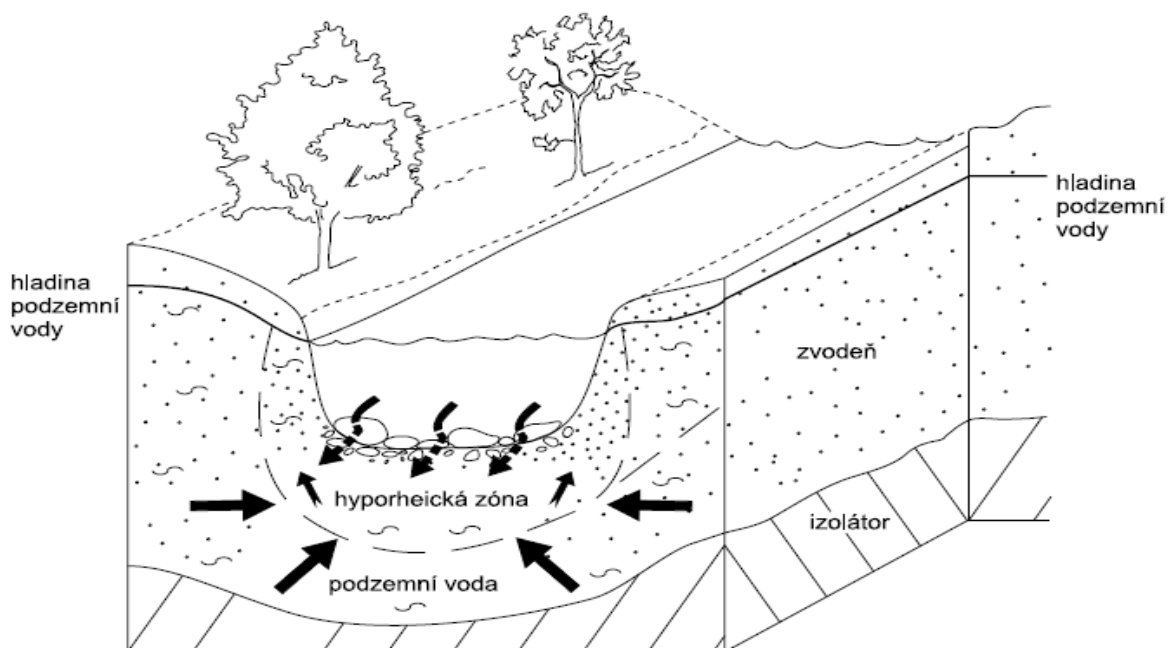


případě (I), avšak vzhledem k malé mocnosti zvodně a menší šířce poříční zóny je hydraulická spojitost méně výrazná." Další modifikace nastává pouze v případě vysokého vodního stavu, zatímco při nízkém průtoku v říčním korytě je hydraulická spojitost zcela přerušena (IV). Poledním subtypem je zařízení říčního koryta do izolátoru (V). Tento typ tkví na principu jakéhokoliv průtoku, který nikdy nemůže ovlivnit hladinu podzemní vody.

### Hyporheická zóna

Dalším důležitým faktorem indikující velikost vzájemné interakce je hyporheická zóna (obr. č. 8), charakterizovaná přechodní oblastí mezi povrchovou vodou v korytě a podzemní vodou ve zvodni, se zvýšenou biochemickou aktivitou (Sophocleous 2002). Woessner (2000) dodává saturovanost této zóny s mixem povrchové a podzemní vody. Buriánková (2013) definuje hyporheickou zónu jako oblast pod povrchem dna řeky, vyplněnou porézními sedimenty, která je saturována vodou z povrchového vodního toku i podzemních vod. Zóna je tvořena převážně říčními sedimenty v korytě a průlinami, kterými taktéž proudí voda. Tyto sedimenty hrají významnou roli při retenci a mineralizaci organického materiálu unášeného vodním tokem a uplatňuje se i při samočištění (Buriánková 2013). Mocnost této zóny byla pomocí měření stanovena na hodnoty od několika centimetrů až do desítek centimetrů na základě chemických a fyzikálních vlastností mísení vod (Muzikář 2014).

Obr. č. 8: Hyporheická zóna

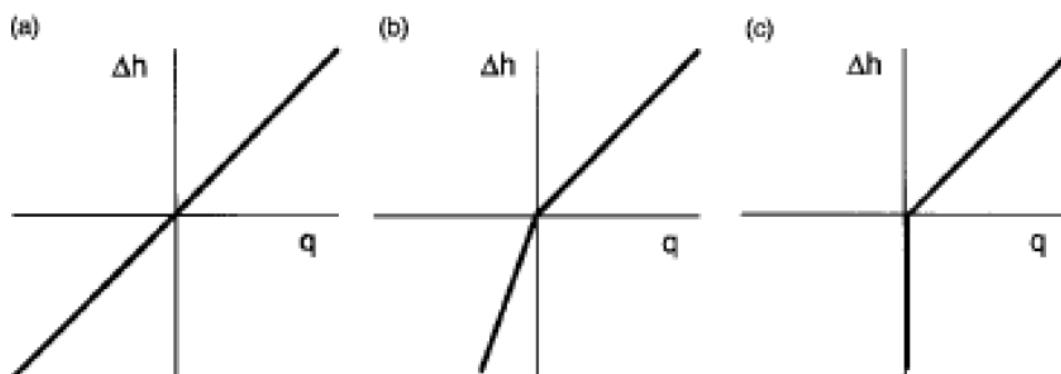


Zdroj: Muzikář (2014)

## Kolmatace koryta

Vzájemná interakce je ještě komplikovanější. Jedním z dalších dílčích faktorů ovlivňujících složitost spojení a vzájemnou interakci mezi povrchovými a podzemními útvary vod je kolmatace koryta. Pojmem kolmatace se označuje usazování plavenin a splavenin, které vznikly erozí v horních částech povodí a při menším vodním stavu jsou usazovány na dně říčního koryta a mohou pronikat pomocí prūlin i do hlubších vrstev. Tento jev je zajištěn vcezem povrchové vody v řečišti do horninotvorného prostředí. Zjednodušeně lze tento jev popsat ucpáváním prūlin nečistotami vsakem povrchové vody, s faktem snižující se propustnosti (Woessner 2000). Společně s erodovaným jemným materiálem se ukládají i organické části a řasy, které mohou být vypouštěny v rámci odpadních vod. Tyto činitele tvoří v korytě takzvanou kolmatační membránu, která brání v interakci s podzemní vodou. Její účinnost se výrazně mění vlivem vodního toku v řečišti. Při nízkých průtocích v korytě povrchového toku může dojít ke kolmatačnímu kolapsu (Sophocleous 2002). Membrána je porušována v určitých periodách vlivem proudění povrchového toku. Hloubka kolmatačního procesu závisí především na intenzitě infiltrace z povrchového toku do zvodně. Pokud není dno zakolmatované, dochází k vcezu vody, v závislosti na změně hladiny v toku a příronu, lineárně. S větší zakolmatovaností se vcez zmenšuje, ve výjimečných případech ke vcezu docházet nemusí (Woessner 1998).

Obr. č. 9: Vztah mezi změnou hladiny, příronem a vcezem



Vztah mezi hladinou vody, příronem (nad osou  $q$ ) a vcezem (pod osou  $q$ ),  $\Delta h$  značí změnu hladiny v toku,  $q$  značí průtok dnem koryta

Zdroj: Slabá (2011)

Antropogenní ovlivnění kolmatace může být praktikováno vypouštěním odpadních vod nebo odběrem podzemních vod, kdy se zvyšuje gradient zvodně směrem od vody v řečišti a tím se zvětšuje infiltrace (Sophocleous 2002).

Pro zjištění vzájemné interakce mezi povrchovými a podzemními vodami je potřeba stanovit hodnoty zmiňovaných faktorů. Je nutné dokázat polohu koryta vzhledem ke zvodni a vrstvě izolátorů s ohledem na zjištění velikosti hydraulické spojitosti pomocí hydrogeologického řezu. Dalším předpokladem je zjištění kolmatace vodního toku na základě měření v pozorovacích a monitorovacích vrtech, popřípadě uskutečněním nárazových měření včetně zjišťování chemismu podzemní vody, který se při různé interakci velmi liší. V rámci průzkumu jsou taktéž pozorovány indikátory drenáže podzemní vody (Sophocleous 2002, Woessner 2000).

## **8.1 Příklady z České Republiky**

### **Interakce v nivě Lužnice**

Janský a Turek (2012) si kladli za cíl zhodnotit studii prováděnou hydrologickým týmem Přf UK na horním toku řeky Lužnice z hlediska interakce povrchových a podzemních vod v nivě v době extrémních povodňových situacích. Hodnocen byl dopad na hydrologický režim ve vazbě na retenční potenciál nivy. K měření byly použity automatické měřicí stanice Přf UK s omezenou časovou datovou řadou, kde studie byla prováděna po dobu 4 měsíců od konce května do konce září.

Analýza byla prováděna na území mezi Novou Vsí při vstupu Lužnice do České republiky až po obec Suchdol nad Lužnicí, v přírodní nivě s zachovalými říčními terasami. Niva je ve zkoumané oblasti široká v rozmezí 150 - 1100 metrů s průměrnou šířkou koryta 6 metrů (Janský, Turek 2012).

Jak již bylo popsáno v předchozí kapitole, na vztah podzemní vody v říční nivě a vody v povrchovém toku, má rozhodující vliv poloha koryta. Pro zjištění vztahu na horní Lužnici byly instalovány v roce 2008 4 tenzometrické hladinoměry s dataloggery a rovněž piezometry měřící hladinu podzemní vody. Na základě konsumpčních křivek (křivka udávající vztah mezi vodním stavem a průtokem), vypočítaných pro jednotlivé hlasné profily, byla měření přepočítána na průtoky.

Úroveň hladiny podzemní vody byla zjišťována pomocí provedených vrtů v okolí obce Halámky, zhruba v polovině zkoumaného území. Všechny vrty byly vyhloubeny podél

transektu kolmého k říční nivě s hloubkou okolo 3 metrů. Transekt je ukončen na obou březích vrtů v nejmladších würmských terasách.

Systém vrtů je vybaven středně až plně perforovanou PVC pažnicí o průměru 5 cm, která je vybavena tenzometry, odečítající hladinu podzemní vody v půlhodinovém intervalu. Pro porovnání se stavem v povrchovém toku byl instalován hladinoměr s dataloggem a nezbytnou součástí v podobě srážkoměru, měřící úhrn srážek, jakožto důležitý činitel při doplňování podzemních vod.

Vliv infiltrace vody do říční nivy byl pozorován především na začátku sledovaného období. Hodnoty průtoků v níže položeném Suchdole nad Lužnicí dosahovaly menších hodnot než u Nové Vsi. Tento rozdíl činil až o 58 % menší průtok po průchodu zájmovým územím. Při zvýšených průtocích byla pozorována zvýšená hladina podzemní vody. Retenční význam nivy se projevil především při zvýšeném průtoku počátkem srpna. Povodňová vlna byla velmi transformována s ohledem na nižší kulminační průtok v Suchdole než v Nové Vsi. Ve studii byla taktéž prokázána stabilizační funkce nivy v ohledu na teplotu. Zdržení vod v nivě a hydraulická komunikace jsou hlavními činiteli vyrovnání teplotní rozkolísanosti v toku. V první polovině sledovaného období je zřejmý vliv dotace řeky podzemní vodou s důsledkem jejího ochlazování.

### **Interakce ve fluviálních sedimentech Labe**

Aplikací způsobu ocenění přírodních zdrojů podzemní vody i s ohledem na kolmataci, vodárenské využití a různorodost fluviálních teras, v křídové pánvi Labe se zabýval Hermann a kol. (2007).

Interakce mezi podzemní a povrchovou vodou byla studována na fluviálních sedimentech řeky Labe mezi Kolínem a Nymburkem. Fluviální sedimenty leží na nepropustných svrchněkřídových sedimentech s často přehloubenými údolími. Přítok podzemní vody ze sousedního, výše položeného hydrogeologického rajonu je znemožněn krystalinickým prahem v Kolíně, jakožto vymezující hranicí mezi těmito dvěma hydrologickými rajony. Přetok podzemní vody ze studovaného území do navazujícího je znemožněn drenážními účinky Labe tvořící hranici.

Tato oblast je formována mocnými systémy říčních teras tvořených pleistocenními usazeninami. Hlavní oblast mezi Kolínem a Mělníkem je tvořena převážně rissko - würmskou sedimentací písčité složky s nízkým stupněm jílovitosti. Propustnost vyjádřena hydraulickou vodivostí se na území pohybuje v rozmezí 40 - 50 m<sup>2</sup>/d.

Kolektorem v této oblasti jsou fluviální sedimenty podél Labe. V této oblasti lze rozlišit údolní spojitou terasu a útržkovité terasovité stupně. Spojitá terasa se nachází až pod

úrovní hladiny Labe, nebo-li pod drenážní bází a je souvisle zvodněna. Podzemní voda je zde v hydraulické spojitosti s vodou v Labi. Atmosférické srážky se zde za ustálených podmínek vsakují do podzemní vody, která odvádí tuto vodu do Labe. Za specifických podmínek může být voda vcekována přímo z Labe. Ve vyšších stupních teras je podzemní voda vázána především do středních částí teras a drénuje ve formě pramenů.

Údolní terasa Labe je v celé své ploše vertikálně dotována a hydraulicky spojena v oblasti podzemních vod v kolektoru s povrchovou vodou v Labi. Celé zkoumané území je drenážní oblastí uskutečňováno skrytým příronem do Labe.

Území Kluk poblíž Poděbrad je jímací lokalita, pro kterou byla aplikována metoda MODFLOW pro zjištění spojitosti mezi povrchovými a podzemní vodami a vymezení jímacích rajonů. Lokalita je typická rozsáhlými akumulacími rovinami štěrkopísku. Z důvodu uměle vzedmuté hladiny dochází k neustálému vcekování povrchové vody a drenáží v oblasti podjezí. Z výsledků lze odvodit, že nízká část terasového systému, spadající do zóny inundace, má v nadjezí vysoký podíl povrchové vody vcezené z jezové zdrže.

V rámci hydrogeologického byly vymezeny dvě podoblasti. Niž položená část inundace, kde se uplatňuje výrazná interakce povrchových a podzemních vod a druhá oblast bez zřejmé spojitosti povrchových a podzemních vod. Na základě jezových zdrží a jejich průtoku byl vyhodnocován odběr podzemní vody a tvorba přírodních zdrojů. Celkový odběr podzemní vody pod Kolínem k jezu Klavary (45,3 l/s) převyšuje dvojnásobně přírodní zdroje podzemních vod, které se tvoří na ploše pouhých 10,43 km<sup>2</sup>. Z toho je zřejmé, že velkou část jímané vody tvoří indukované zdroje z toku Labe.

## **8.2 Příklady ze světa**

### **Interakce povrchových a podzemních vod v řece Sprévě**

Interakce povrchových a podzemních vod s důrazem na hyporheickou zónu, byla zkoumána autory Lewandowski a kol. (2009) v Německu, v oblasti jihovýchodně od Berlína v nížině řeky Sprévy. Studované místo se nacházelo v oblasti mezi řekou Správou a jejím mrtvým ramenem (oxbow). Správa byla vybrána z důvodu typické nížinné meandrující řeky s rozsáhlou záplavovou zónou a tudíž možností aplikovat i na ostatní řeky podobného charakteru. Pro měření bylo v transektu umístěno 12 piezometrů.

Autoři si v této studii dali za cíl zjistit tři základní otázky. 1) Jak moc je hladina a množství podzemních vod ovlivňováno místními dešťovými srážkami, popřípadě jak závisí

na dynamice řeky Sprévy? 2) Jak rychle se šíří kolísání hladiny v podloží? 3) Jak hluboko může voda proniknout při vysokém průtoku?

V případě poklesu řeky Sprévy byla prokázána exfiltrace podzemních vod do povrchových z důvodu vyšší hladiny podzemní vody. K exfiltraci může taktéž dojít v důsledku zvyšování hladiny podzemní vody jejím doplňováním v ohledu na zvýšené množství srážek. V případě zvýšeného vodního stavu v korytě byla taktéž prokázána infiltrace z řečiště do oblasti podzemních vod. K infiltraci může dojít i v případě poklesu hladiny podzemní vody z důvodu přílišné evapotranspirace.

Na základě studie byly stanoveny dvě hlavní příčiny kolísání vodní hladiny ve zvodni. 70 % bylo stanoveno pro výkyvy vodnatosti a kolísání hladin v řece. 20 % doplňování podzemních vod v důsledku srážek.

Interakce v korytě Sprévy byla prokázána. Většinu doby ve zkoumaném období převládala exfiltrace do povrchového toku. Infiltrace byla prokázána spíše v krátkých periodách rychlého a podstatného zvýšení hladiny v povrchovém toku a má prostorově velmi omezený efekt. Největší hloubka infiltrace během jednoletého období byla zjištěna 4 metry přičemž pouze 8 % je hlubší než 1 metr. Infiltrace ovlivňuje pouze malou část zvodně a je menšího významu. Interakce povrchové vody se zvodní v mrtvém rameni byla prokázána pouze nepatrně a její význam byl nepříliš významný. Tento fakt byl dán velkou zakolmatovaností z hlediska uzavření v roce 1960 a výrazné snížení rychlosti. Tato část působí tedy jako sedimentační komora a z tohoto hlediska je zde velmi rychle ukládán materiál. Na dolní části ramena byla měřena sedimentační vrstva zjištěná na hodnoty od několika decimetrů až po hodnotu jednoho metru.

### **Vliv interakce na snížení odtoku v povodí Fredersdorfer Mühlenfließ**

Další studie autoru Nützmann a kol. (2007) se zabývala snížením odtoku v malém nížinném povodí Fredersdorfer Mühlenfließ v severovýchodním Německu s rozlohou okolo 100 km<sup>2</sup>. Oblast je již po dvě desetiletí sužována častým hydrologickým suchem bez výraznějších úbytků srážkové činnosti, které se neustále pohybují v rozmezí 580 - 620 mm/rok. Z důvodu této situace byl vyvinut model na základě odtokových charakteristik s důrazem na interakci povrchové a podzemní vody. Do modelu vstupují srážky, průtok, využívání půdy, odběry podzemních vod a mnoho dalších činitelů.

Autoři si vyčlenili dvě základní otázky. 1) řešit nejpravděpodobnější příčiny hydrologického sucha na základě scénáře situací modelu hydrologické bilance. 2) Zjištění významu regionálních podzemních vod na odtoku. Autoři chtěli též přispět k problematice a možnost aplikovat tento model na podobné lokality.

Povodí je rozděleno na dvě základní oblasti. Výše položená část se nachází na Barnimské plošině se střídáním mocnějších vrstev tillu a písku, který dotuje povrchový odtok. Menší, níže položená oblast se nachází v ledovcovém údolí s vrstvou písku okolo 70 metrů.

Studie stanovila v letním období základní odtok jako hlavní složku dotace odtoku. Tato hodnota se pohybuje kolem 90 % zatímco hypodermický odtok se podílí přibližně 7 %. V zimním období byla zjištěna větší vyváženost, kdy základní odtok se podílí zhruba 58 % a hypodermický 40 %. Nicméně v absolutních číslech je hodnota základního větší v zimě zhruba 4x. Dále byl prokázán větší vliv základního odtoku ve výše položené části na plošině oproti nížeji položenému ledovcovému údolí, kde se hladina podzemní vody nachází nejméně v hloubce 2 metry pod povrchem. Především v době letního období byl zaznamenán výrazný rozdíl v základním odtoku na plošině a ledovcovém údolí.

### **Vliv hyporheické zóny na infiltraci a exfiltraci na řece Colorado**

Další studie zabývající se problematikou interakce povrchových a podzemních vod a hyporheické zóny byla uskutečněna v roce 2008 na řece Colorado v Texasu, zhruba 10 kilometrů od města Austin, v nedaleké oblasti po přehradou Longhorn. Tato přehrada slouží právě k zásobování města Austin. Přehrada výrazně ovlivňuje říční režim nejen z hlediska výrazného kolísání hladiny. Autoři této studie (Sawyer a kol. 2009) se zaměřili na boční část hyporheické zóny a na její funkci v rámci výměny vody mezi vodním tokem a okolní zvodní. Při vyhodnocování vlivu přehrady na exfiltraci, infiltraci a její hloubku, do které voda pronikne, byly sledovány výšky vodních hladin, teplota a hydraulická vodivost podél transektu kolmo k řece Colorado. V transektu, který sledoval hyporheickou zónu v blízkosti koryta, byly instalovány 4 piezometry a jedno nahrávací zařízení sledující tlak, teplotu a vodivost v 15-minutových intervalech po dobu 7 dní.

Výsledky ukazují každodenní cirkulaci vody z koryta do hyporheické zóny i opačným směrem. Hloubka hyporheické zóny, do které proudí voda byla změřena až do hloubky 5 metrů. Ve studii bylo také z důvodu kolísání vodních stavů změnou odtoku z přehrady zjištěna výrazná periodická změna teploty v podzemních vodách i povrchovém toku.

## 9 Odtokové charakteristiky

### 9.1 Základní odtokové charakteristiky

Každý vodní tok má vlastní odtokový režim, charakterizovaný změnami vodnosti během roku. Odtokový režim je závislý na mnoha faktorech a činitelích ovlivňujících odtok nejen na ploše povodí, ale také v říčním korytě. Mezi hlavní činitele patří již zmíněné zdroje vodnosti, morfologie terénu a podnebí. Z tohoto hlediska může vodní tok vystřídat i více odtokových režimů (Dub 1963).

Na území České republiky patří mezi hlavní zdroje vodnosti atmosférické srážky, sněhová pokrývka a v neposlední řadě podzemní voda, která je též součástí odtoku. Při dosažení říční sítě, tvoří odtok takzvaný průtok, který je v rámci časoprostoru velmi proměnlivou jednotkou. Z tohoto důvodu byla stanovena základní jednotka odtoku, nazývaná průměrný průtok měřený v  $\text{m}^3/\text{s}$  popřípadě v  $\text{l}$  (ČHMÚ). Na základě této veličiny jsou data vyhodnocována a analyzována.

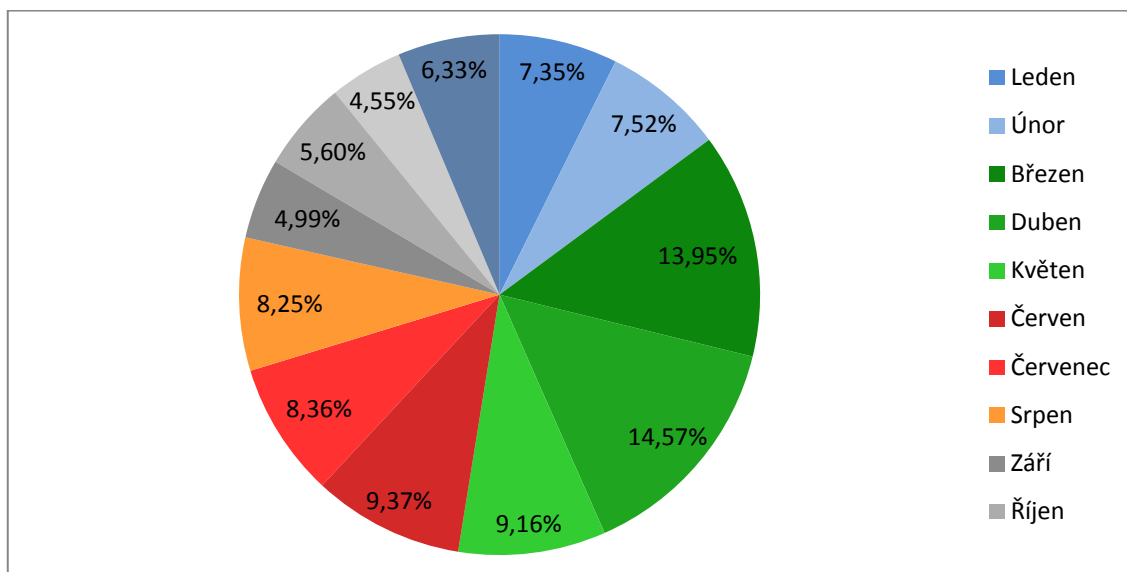
Problematikou odtokových procesů na Lužnici se blíže zabývali ve své diplomové práci Svoboda (2011) a Fialová (2015).

#### **Chod denních a měsíčních průtoků**

Nevyrovnanost průtoků je zřejmá z grafu č. 1 a grafu č. 2 zobrazujících dlouhodobý trend průměrných měsíčních průtoků na stanicích Pilař a Bechyně. Je možné vidět výraznou variabilitu odtoku během roku. Maxima jsou situována do jarních měsíců, především tedy do března a dubna. Na stanici Pilař je nejvodnějším měsícem duben, jehož průměrný průtok dosahuje hodnoty  $10,12 \text{ m}^3/\text{s}$ , odpovídající  $14,57 \%$  ročního odtoku (graf č.1). Na stanici Bechyně je měsícem, vykazujícím nejvyšší hodnoty průměrného průtoků, březen, s hodnotou  $40,30 \text{ m}^3/\text{s}$  a podílem na ročním odtoku  $14,64 \%$  (graf č. 2). Naopak z grafů je názorně zřejmý jako nejméně vodný měsíc listopad, s průměrným průtokem na Pilaři  $3,16 \text{ m}^3/\text{s}$  ( $4,55 \%$ ) a Bechyni s  $16,47 \text{ m}^3/\text{s}$  ( $5,79 \%$ ).

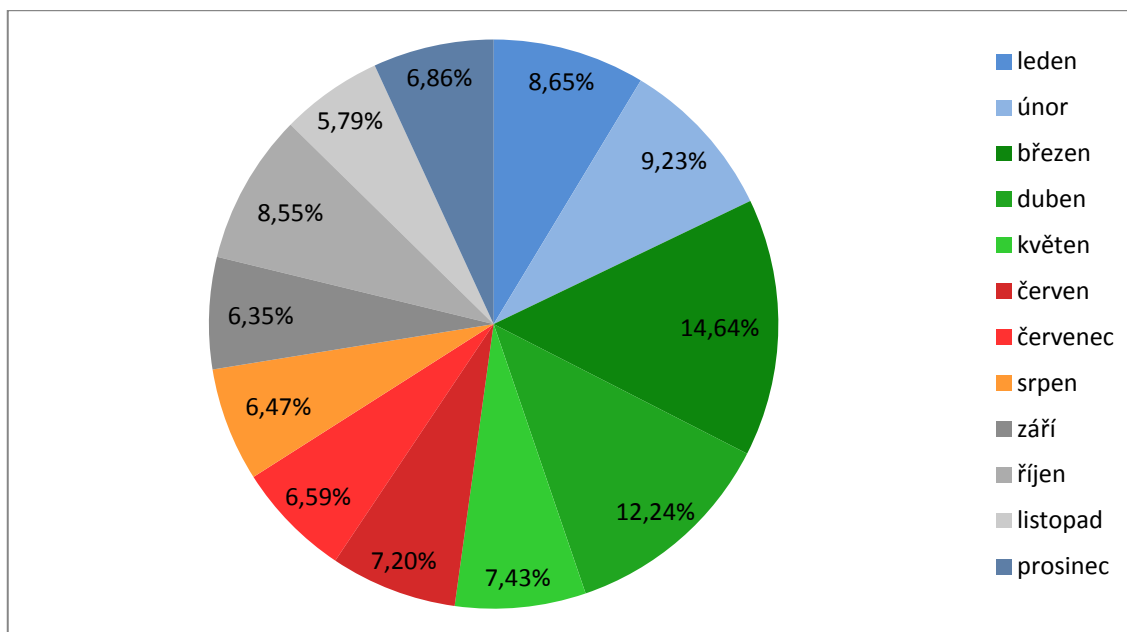


Graf č. 1: Podíl měsíců na ročním odtoku na profilu Pilař 1.1. 1965 - 31.10.2015



Zdroj: vlastní zpracování dat ČHMÚ

Graf č. 2: Podíl měsíců na ročním odtoku na profilu Bechyně 1.11. 1910 - 31.10.2015

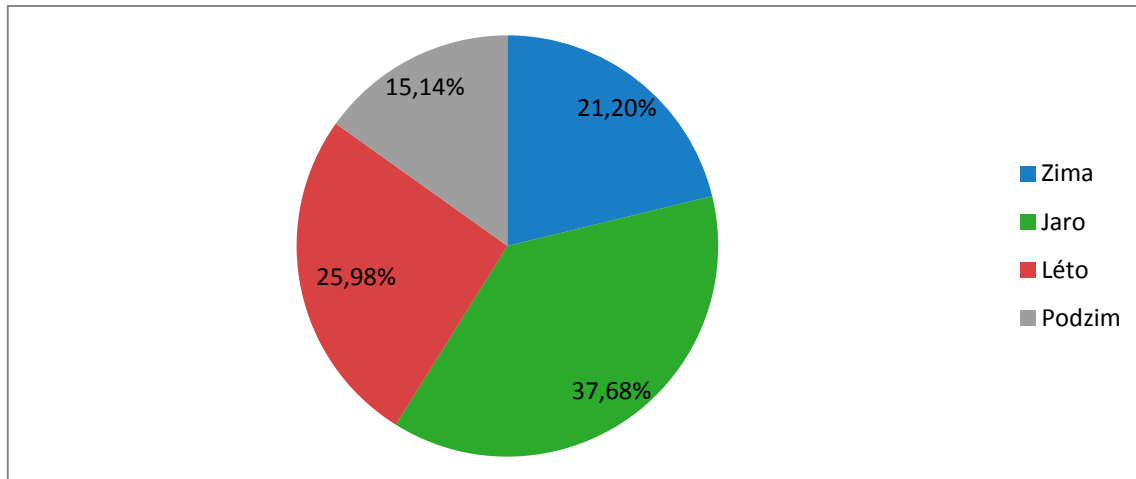


Zdroj: vlastní zpracování dat ČHMÚ

Odtokový režim lze hodnotit i na základě ročního období. Je patrné, že oba profily vykazují značnou variabilitu odtoku (graf č. 3) a (graf č.4). Na grafu č. 3 je zřejmá nejvyšší vodnost v rámci jara (38 %) kdy je dominantním zdrojem vody tání sněhové pokrývky v Novohradských horách a Novobystřické vrchovině. Tento trend je možné vypořizovat i na stanici Bechyně (graf č. 4). U obou profilů se jaro podílí více než třetinou na ročním odtoku. Na profilu Pilař průměrně připadá také větší množství vody na léto (26 %). Tento fakt je dán především vydatnými průtoky při povodních, které zvyšují dlouhodobý průměr.

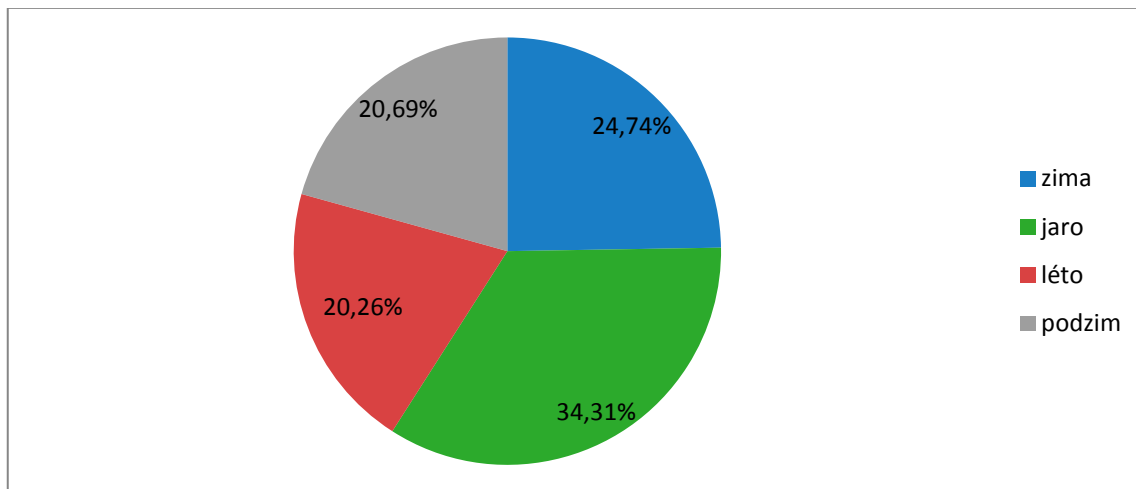
Naopak nejméně vodné období připadá na profilu Pilař na podzim (graf č. 3) s 15 % celkového ročního odtoku. Bechyně vykazuje nejmenší podíl na ročním odtoku v létě (graf č. 4) s více než 20 %, avšak podobnou hodnotu vykazuje i podzim.

*Graf č. 3: Podíl ročních období na ročním odtoku na profilu Pilař 1.1. 1965 - 31.10.2015*



Zdroj: vlastní zpracování dat ČHMÚ

*Graf č. 4: Podíl ročních období na ročním odtoku na profilu Bechyně 1.11. 1910 - 31.10.2015*



Zdroj: vlastní zpracování dat ČHMÚ

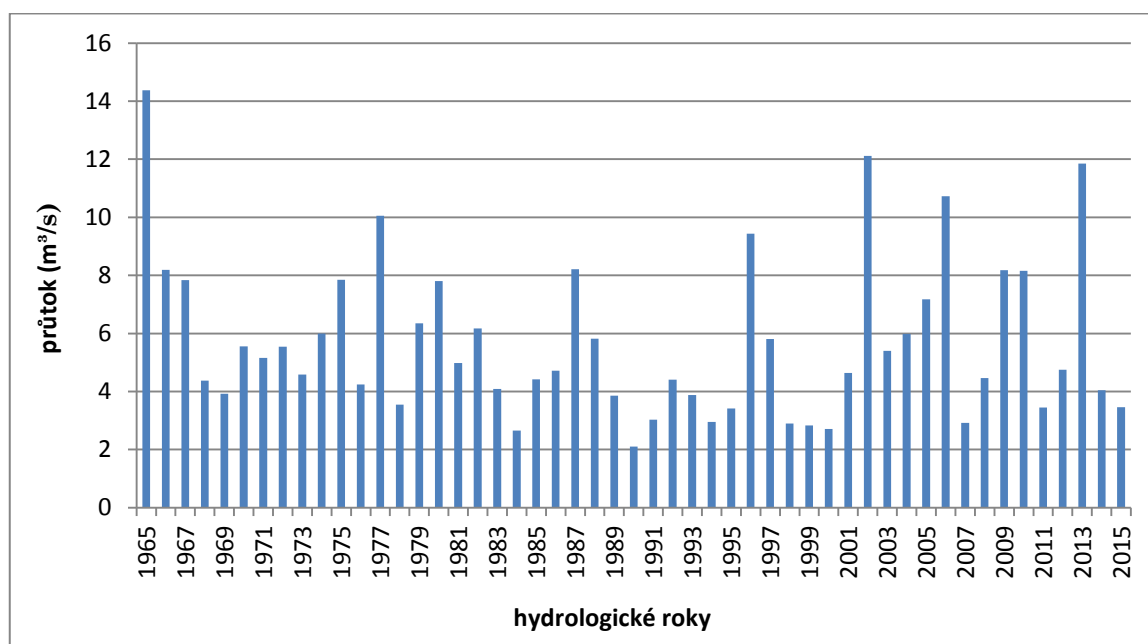
### **Chod ročních průtoků**

Pro analýzu variability byla na základě dlouhé řady dat stanovena hodnota průměrného denního průtoku pro Pilař a Bechyni. Pro Pilař činí hodnota 5,717 m<sup>3</sup>/s, přičemž hodnota udávaná ČHMÚ je 6,21 m<sup>3</sup>/s. Vyšší hodnota průtoku je dána připočítáním Zlaté stoky, která odvádí část vody z Lužnice ještě před profilem Pilař. Na Zlaté stoce je též prováděno měření, nicméně data nebyla k dispozici. Pro stanici Bechyně činí vypočtená hodnota 23,35 m<sup>3</sup>/s.

Na základě výpočtů prováděné Svobodou (2011) byl určen specifický odtok pro závěrový profil Pilař 6,59 l/s na km<sup>2</sup> a hodnota odtokové výšky 208 mm. Pro porovnání se závěrovým profilem Bechyně, byla na základě dat průměrných průtoků a plochy povodí z ČHMÚ, vypočtena hodnota specifického odtoku 5,82 l/s na km<sup>2</sup> a odtoková výška 183,45 mm.

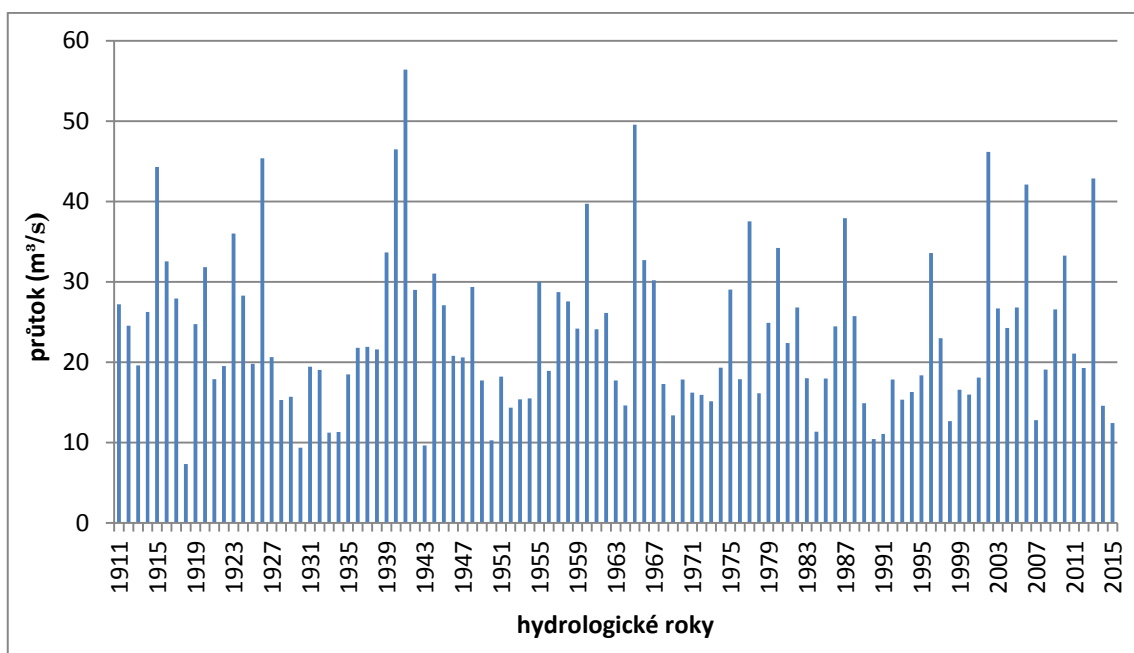
Jak již bylo nastíněno, odtok je v rámci roku velmi proměnlivý. Jeho variabilita je zřejmá i v rámci jednotlivých let. Tato nerovnoměrnost je vyobrazena na grafu č. 5 a grafu č. 6, kde lze pozorovat velmi nepravidelné rozložení průtoků v rámci delšího časového období jako důsledek střídání sušších a vodnějších let.

*Graf č. 5: Průměrné průtoky v jednotlivých letech na profilu Pilař*



Zdroj: vlastní zpracování dat ČHMÚ

Graf č. 6: Průměrné průtoky v jednotlivých letech na profilu Bechyně



Zdroj: vlastní zpracování dat ČHMÚ

## 9.2 Hydrologické sucho na Lužnici

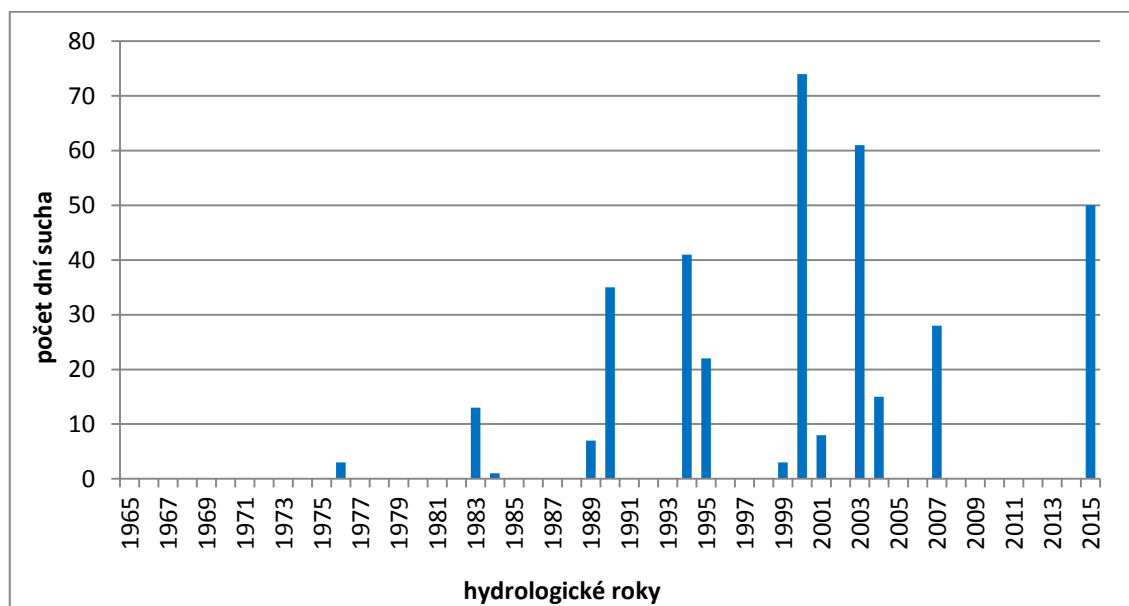
Hydrologické sucho je často vztahováno na limnigrafických stanicích ČHMÚ k hodnotě Q355. V případě poklesu pod tuto prahovou hodnotu nastává hydrologické sucho. Pro profil Bechyně byla stanovena hranice výskytu sucha průměrným denním průtokem 3,251 m³/s. Stanici Pilař lze označit za složitější z hlediska určení limitní hodnoty pro analýzu v této práci. Pro referenční období do 31.10.1980 byla stanovena hodnota ČHMÚ jako 0,25 m³/s. Pro normálové období 1.11.1980 - 31.10.2010 udává ČHMÚ hodnotu 0,3 m³/s, která dle vlastních výpočtů odpovídá stanovené hodnotě. Pro období 1.11.2010 - 31.10.2015 byla v práci též používaná limitní hodnota 0,3 m³/s.

Na stanici Pilař se během sledovaného období (1.1. 1965 - 31.10. 2015) vyskytlo celkem 361 dní hydrologického sucha dle limitní hodnoty ČHMÚ, která se během jednotlivých referenčních období měnila. Graf č. 7 ukazuje jejich nepravidelné rozložení v rámci let. Nejvíce dní hydrologického sucha se vyskytlo v hydrologickém roce 2000, konkrétně 74. Tento hydrologický rok tvoří vůbec nejdelší časové období sucha s celkovým počtem 63 dní hydrologického sucha. Rok 2003 byl počtem dní suchý taktéž velmi zásadní, nicméně celkový počet suchých dnů lze rozdělit do více suchých period prostoupených obdobími s relativně dostačujícím množstvím vody. Na základě toho netvořil tak dlouhou a

nepřetržitou periodu sucha jako rok 2000, nicméně z historického hlediska bylo toto sucho taktéž velmi zásadní (graf č.7).

Lze poukázat na fakt korelace mezi suššími roky a lety, kdy nastaly katastrofické povodně. Nejkatastrofálnější povodním v historii řeky Lužnice v roce 2002 z hlediska maximálního průměrného denního průtoku ( $372 \text{ m}^3/\text{s}$ ) předcházela velmi suchý rok 2000 a následoval podobný rok v rámci sucha 2003.

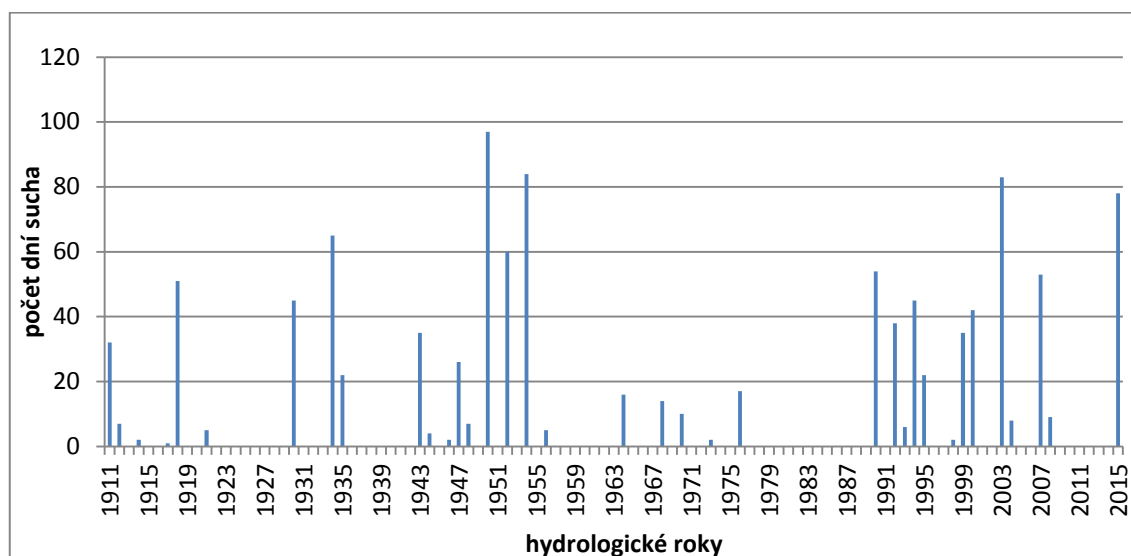
Graf č. 7: Počet dní sucha v jednotlivých letech na profilu Pilař za období 1.1.1965 - 31.10.2015



Zdroj: vlastní zpracování dat ČHMÚ

Na grafu č. 8 je patrný výskyt dní označující hydrologické sucho na stanici Bechyně. Za sledované období (1.11. 1910 - 31.10.2015) se vyskytlo celkem 1084 těchto dní. Je patrné, že nejvyšší výskyt dní je orientován do hydrologického roku 1950, kdy bylo zjištěno celkem 97 dní hydrologického sucha. Významným byly taktéž roky 1954 s počtem 84 dní hydrologického sucha a 2003 s výskytem 83 těchto dní. Hydrologické roky 1950 a 1954 nelze porovnat s profilem Pilař, z hlediska nedostatečně dlouhé řady dat na tomto profilu. Jistou korelaci lze však s profilem Pilař pozorovat. Na profilu Pilař byly nejsuššími, z hlediska počtu suchých dní, již zmíněné roky 2000 a 2003, následované roky 1990, 1994, 2007 a rokem 2015. Na stanici Bechyně byly tyto roky taktéž velmi suché. V roce 2000 bylo pozorováno 42 hydrologických dní sucha, zatímco v roce 2003 dokonce 83 zmiňovaných dní a řadí se tedy na 3. místo v počtu dní sucha z hydrologického hlediska. Roky 1990, 1994 a 2007 taktéž vykazují velmi suchou periodu s výskytem více než 40 dní hydrologického sucha (graf č. 8).

Graf č. 8: Počet dní sucha v jednotlivých letech na profilu Bechyně za období 1.11.1910 - 31.10.2015

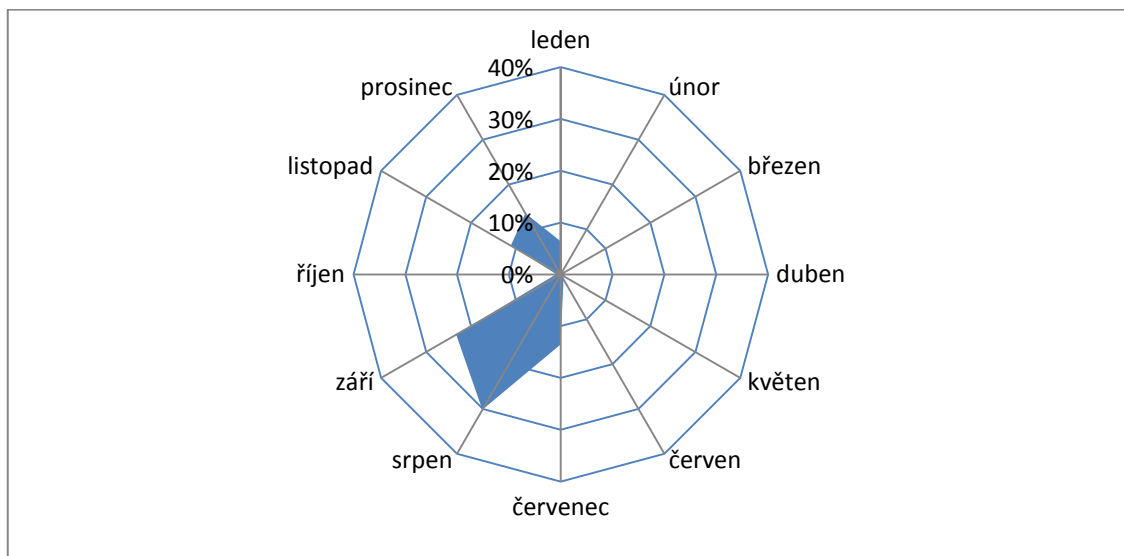


Zdroj: vlastní zpracování dat ČHMÚ

Co se týče rozložení jednotlivých dní hydrologického sucha v rámci roku, maximum výskytu lze během sledovaného období pozorovat v letních měsících. Přestože je na profilu Pilař roční minimum z hlediska průměrných měsíčních průtoků v období říjen - listopad, největší koncentrace hydrologicky suchých dní se vyskytuje během července a srpna, s výskytem více než 50 % všech dní podléhajících hydrologickému suchu (graf č. 9). V letních měsících se obecně vyskytují nízké průtoky především díky nadprůměrné evapotranspiraci. Nicméně v letním období obvykle bývá tok dotován množstvím podzemní vody, které je po jarním tání dostatek, a tudíž je překvapivé časté dosahování nízkých vodních stavů až pod práh vymezující sucho.

Prosincové sucho je vázáno převážně na suché období v hydrologickém roce 2000. V pozdním zimním a jarním období se nevyskytuje žádný suchý den. Tento jev je dán typem odtokového režimu řeky Lužnice, který dotuje vodní tok nejvíce právě na jaře, kvůli tajícímu sněhu. Graf č. 9. zobrazuje sezonní rozložení dní hydrologického sucha.

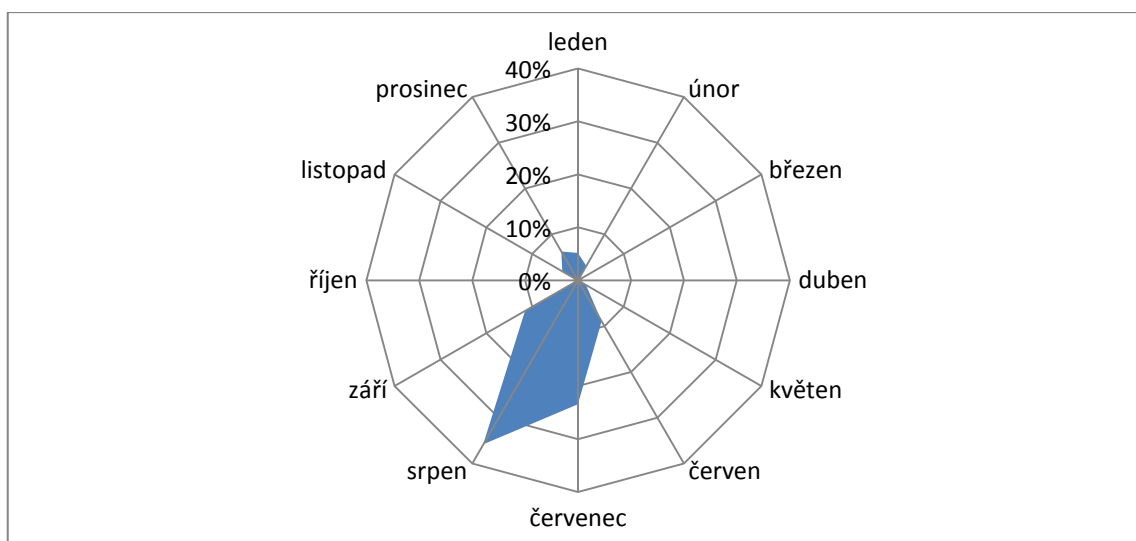
Graf č. 9: Sezónní rozložení dní hydrologického sucha na profilu Pilař za období 1.1.1965 - 31.10. 2015



Zdroj: vlastní zpracování dat ČHMÚ

Maximum výskytu dní hydrologického sucha na profilu Bechyně je taktéž situováno především do letních měsíců (graf č. 10). Tento dlouhodobý trend je ještě výraznější než na profilu Pilař. Nejvíce hydrologicky suchých dní je vázáno na srpen, ve kterém se vyskytlo více než 35 % všech těchto dnů. Druhý nejčastější výskyt byl dosažen v červenci s necelými 20 %. Překvapivý je nulový výskyt suchých dní v říjnu. Naopak z grafu č. 10 je zřetelný menší podíl v září a v prosinci. Tyto měsíce však nevykazují přímou korelaci s profilem Pilař.

Graf č. 10: Sezónní rozložení suchých dnů na profilu Bechyně za období 1.11.1910 - 31.10. 2015



Zdroj: vlastní zpracování dat ČHMÚ

Nejnižší registrovaný průměrný denní průtok byl na profilu Pilař zaznamenán 16.8.2015 s hodnotou pouze 64 litrů za sekundu. Tento den byl součástí velmi suché periody v období od 6.8. do 17. 8., kdy průměrný denní průtok nepřekročil hodnotu 100 l/s. Tyto dny lze na základě průměrných denních průtoků označit jako nejsušší dny za měřené padesátileté období. Nejnižší průtok v Bechyni byl zaznamenán 15.8. 2015 s hodnotou 0,851 m<sup>3</sup>/s.

Na základě tabulky č. 5, kde jsou vyobrazeny nejnižší hodnoty průměrných ročních průtoků, lze konstatovat, že na Pilaři byl nejsušší rok 1990 s průměrným průtokem 2,10 m<sup>3</sup>/s. Avšak v tomto roce se vyskytlo 35 dní hydrologického sucha, tím se řadí až na 5. místo v jejich počtu. V roce 2000, kdy byl zjištěn nejvyšší výskyt suchých dnů, byl průměrný roční průtok vyšší, s hodnotou 2,71 m<sup>3</sup>/s. Měření na stanici Bechyně ukazuje na nejsušší rok 1918, během kterého průměrný roční průtok dosahoval pouze hodnoty 7,35 m<sup>3</sup>/s. V roce 1950, kdy byl zaznamenán nejvyšší počet dní pod hranicí sucha, činí průměrný průtok 10,27 m<sup>3</sup>/s (tab č. 5). Rok 1990, který byl vyhodnocen jako nejsušší na Pilaři, je též velmi suchý i v Bechyni (tab. č. 5). Konkrétně byl vyhodnocen jako 5. nejsušší během sledovaného období od 1.11. 1910 do 31.10.2015. Od roku 1965, kdy bylo měření na Pilaři započato, je hydrologický rok 1990 v Bechyni vyhodnocen jako nejsušší, s hodnotou průměrného průtoku 10,46 m<sup>3</sup>/s (tab č. 5).

*Tab č. 5: Nejnižší roční průměrné průtoky na stanicích Pilař a Bechyně (m<sup>3</sup>/s)*

| Pilař |                            |  | Bechyně |                            |
|-------|----------------------------|--|---------|----------------------------|
| rok   | průtok (m <sup>3</sup> /s) |  | rok     | průtok (m <sup>3</sup> /s) |
| 1990  | 2,1                        |  | 1918    | 7,35                       |
| 1984  | 2,66                       |  | 1930    | 9,36                       |
| 2000  | 2,71                       |  | 1943    | 9,65                       |
| 1999  | 2,83                       |  | 1950    | 10,27                      |
| 1998  | 2,9                        |  | 1990    | 10,46                      |

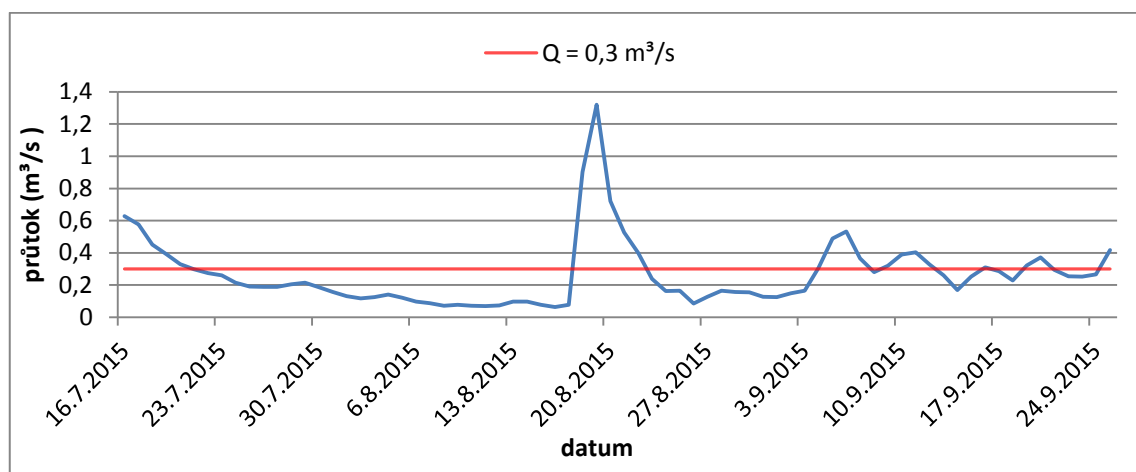
Zdroj: vlastní zpracování dat ČHMÚ

Významným z hlediska sucha byl též hydrologický rok 2015. Během roku se vyskytlo na stanici Bechyně celkem 78 dní hydrologického sucha. Tímto se řadí na čtvrté místo v jejich počtu. Na stanici Pilař bylo celkem 50 dní hydrologického sucha. Zde je tato hodnota třetí nejvyšší. Z hlediska nejnižšího průměrného ročního průtoku se však řadí Bechyně až na 10. místo a Pilař na 11. místo s hodnotou 12,43 m<sup>3</sup>/s, respektive 3,46 m<sup>3</sup>/s. Suchá perioda byla však významná z hlediska minimálního průtoku. Na stanici Bechyně se vyskytl od roku 1911 nejsušší den z hlediska průměrného denního průtoku s hodnotou



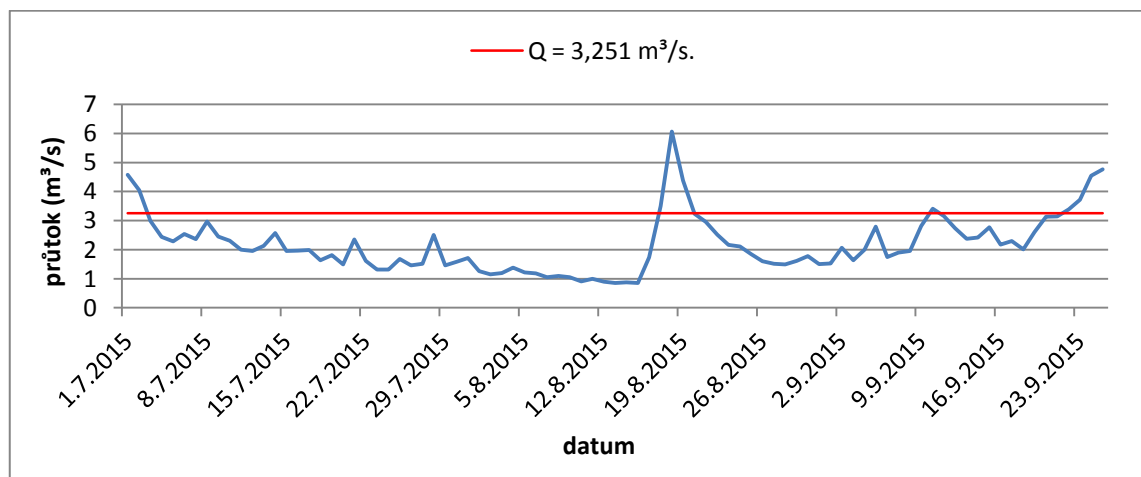
pouze 851 litrů za sekundu. Tento den připadal na 15.8. a byl nejnižším průtokem v suché periodě od 10.8. do 15.8., kdy byl průměrný průtok pod hranicí 1 m<sup>3</sup>/s. Na stanici Pilař se vyskytovala v období mezi 6.8 a 17. 8. perioda s průměrným denním průtokem pod hodnotou 100 litrů za sekundu. Konkrétně 16.8. byl průtok pouze 64 litrů za sekundu a byl během 50ti letého měřeného období též rekordně nízký.

Graf č. 11: Průběh suchého období na stanici Pilař v období 16.7. 2015 - 25. 9. 2015



Zdroj: vlastní zpracování dat ČHMÚ

Graf č. 12: Průběh suchého období na stanici Bechyně v období 1.7. 2015 - 25. 9. 2015



Zdroj: vlastní zpracování dat ČHMÚ

## 10 Diskuze

Cílem práce bylo pochopení problematiky interakce mezi povrchovým vodním tokem a hladinou podzemní vody v říční nivě vztažené na periodu hydrologického sucha. Součástí práce bylo také praktické vyhodnocení sucha na Lužnici, které bylo provedeno na základě dat průměrných denních průtoků limnigrafických stanic Pilař a Bechyně.

Sledované území v povodí Lužnice představuje velmi rozmanitý a specifický fluviální ekosystém nacházejí se z velké části v oblasti Třeboňské pánve tvořené terciárními, křídovými a kvartérními sedimenty. Mocné přírodní nivy v Třeboňské pánvi, situované především na horním a středním toku, kontrastují s hlubokými kaňonovitými údolími v okolí Tábora a Bechyně, které se nachází již v krystaliniku Moldanubika obklopující Třeboňskou pánev.

Za velmi významnou lze považovat nivu rozprostírající se v povodí horní Lužnice, konkrétně v přírodní rezervaci Horní Lužnice, která je důležitá z hlediska její zachovalosti a potenciální možnosti ovlivňovat hydrologický režim vodního toku. V těchto přírodních nivách a jejich přilehlém okolí se nachází fluviální akumulace. Tento významný kolektor je reprezentován pokryvy kvartérních fluviálních sedimentů, které jsou zastoupeny pleistocenními a holocenními šterkopísky. Tyto fluviální akumulace vytváří pokryv v nivách Třeboňské pánve s mocností v rozmezí jednotek metrů až desítek metrů (Krásný 2012).

Oblast Lužnice představuje hlavní drenážní oblast regionálního charakteru v třeboňském systému. Avšak současně je toto území specifické svým relativně nezávislým vodním režimem oproti podzemním vodám v okolí (Krásný 2012). Tento fakt poukazuje na hydraulickou spojitost mezi povrchovými a podzemními vodami v těchto sedimentech Lužnice.

Interakci mezi vodním tokem a hladinou podzemní vody v nivě Lužnice též potvrdily ve svých pracích Slabá (2011) a Fialová (2015), které analyzovaly interakci vodního toku a přilehlé zachovalé říční nivy v kvartérních sedimentech na základě vrtů, ve kterých říční niva kulminovala podobně jako povrchový vodní tok a měla podobnou variabilitu. Především tedy přilehlé oblasti vykazovaly významnou podobnost, naopak vzdálenější oblasti nivy a říční terasy kulminovaly se zpožděním a vykazovaly nižší rozkolísanost. Významná interakce byla též prokázána například ve fluviálních sedimentech Labe (Hermann a kol. 2007) nebo na řece Sprévě v analýze Lewandowskiho a kol. (2009).

Interakce je dána především vysokou propustností kvartérních sedimentů, které tvoří podél Lužnice významný kolektor. Těsná hydraulická spojitost je významná pro drenáž

podzemních vod, které mohou dotovat povrchové toky pozvolnými přírony, které odpovídají hydraulickému sklonu hladiny podzemní vody. Avšak z hlediska homogennosti štěrkopísků je zde omezená možnost soustředěného odvodnění reprezentovaná prameny.

Již prokázaná byla dotace nivy při vyšších vodních stavech, kdy se voda může infiltrovat na celé ploše štěrkopísků, nicméně pouze do nejsvrchnějších kolektorů jako volná hladina. Vertikální mocnost této akumulace podzemní vody se pohybuje zpravidla v řádech metrů, vyšší hodnoty mohou být naměřeny v přilehlých terasách. Lze však konstatovat že při nadprůměrných vodních stavech má průběh hladin podzemních vod mnohem větší podobnost s hladinou v povrchovém vodním toku, než je tomu při nízkých průtocích. V období nízkých průtoků je směr proudění velmi obtížné určit. Lze však předpokládat vyšší potenciál nivy, která dotuje vodní tok. Tato dotace je vázána především na letní období, kdy lze očekávat relativně vysoké zásoby podzemních vod po jarních nadprůměrných průtocích. Tento trend lze prokázat v povodí Fredersdorfer Mühlenfließ, kdy se základní odtok podílí významným dílem na odtoku v letních měsících (Nützmann a kol. 2007). Nelze však opomenout další faktory. Například kolmatace koryta může plnit roli takzvaného izolátoru, který interakci do jisté míry znemožňuje. Tento činitel do jisté míry prokázal Lewandowski a kol. (2009) v povodí řeky Sprévy. Dále lze též poukázat na fakt výskytu paralelního proudění. V tomto případě se voda nevcezuje a nedochází k přímému příronu. Docházet může v některých oblastech i k proudění skrz koryto řeky.

První praktická část analyzuje odtokové charakteristiky vyhodnocované na základě průměrných denních průtoků do konce hydrologického roku 2015. Tato část navazuje na práci Svobody (2011), popřípadě práci Fialové (2015), kteří analyzovali odtokové charakteristiky na základě měrného profilu Pilař. Do analýzy je též zahrnuto vypracování odtokových charakteristik z měrného profilu Bechyně. Z hlediska zcela odlišných fyzickogeografických charakteristik povodí po závěrový profil Bechyně, vycházejí porovnávané odtokové charakteristiky rozdílně.

Z hlediska průměrných měsíčních průtoků lze vypořádat z grafu č. 1 a grafu č. 2 trend nejvyšší vodnosti v jarních měsících, především tedy v březnu a dubnu. Naopak nejnižší vodnost vykazuje měsíc listopad, jehož vodnost je v průměru třetinová oproti nejvodnějším měsícům. Na chodu průtoků ročních období je patrné, jak již bylo řečeno, nejvyšší průměrný průtok na jaře. Naopak nejnižší vodnosti jsou zřetelné na Pilaři na podzim (graf č. 3). S tímto faktem překvapivě nekoreluje profil Bechyně, na kterém je nejnižší podíl na ročním odtoku v létě (graf č. 4). Na grafu č. 5 a grafu č. 6 vyobrazujících chod průměrných ročních průtoků lze vypořádat střídání sušších a vodnatějších roků. Například rozdíl mezi nejsušším rokem 1918 a nejvodnějším rokem 1941, z hlediska

průměrných ročních průtoků na Bechyni, je téměř osminásobný. V roce 1918 byl průměrný průtok pouze 7,35 m<sup>3</sup>/s, zatímco v roce 1941 byl 56,42 m<sup>3</sup>/s.

Součástí práce je též obecná charakteristika sucha i jeho praktického vyhodnocení na Lužnici. Analýzy ohledně sucha jsou součástí detailního zkoumání především na horní Lužnici a horní Otavě výzkumným týmem PřF UK v rámci projektu Grantové agentury České republiky „Retenční potenciál pramenných oblastí ve vztahu k hydrologickým extrémům“. Výsledky ohledně hydrologického sucha uvádí například Svoboda (2011), taktéž jsou uvedeny v příspěvku Janského publikovaného Brázdilem a kol. (2015).

Pro analýzu výskytu sucha na Lužnici byly použity průměrné denní průtoky na dvou měrných stanicích, vztažené k hodnotě Q355. Na stanici Pilař označil Svoboda (2011) výskyt sucha pro celé období 1.1.1965 - 31.10.2010 hodnotou Q355 = 0,25 m<sup>3</sup>/s. Nicméně tato hodnota byla stanovena pro referenční období 1.11.1950 - 31.10.1980, kdy hodnota 0,25 m<sup>3</sup>/s přímo odpovídá Q355. Pro referenční období 1. 11. 1980 - 31.10. 2010 byla hodnota ČHMÚ stanovena a přesně odpovídá průtoku 0,3 m<sup>3</sup>/s. Tento poznatek již Svoboda (2011) do své práce nezahrnul. Chybná hodnota je též uváděna na webových stránkách povodí Vltavy. Na základě výsledků v této práci bylo zjištěno během tohoto referenčního období 308 suchých dní. V případě použití referenční hodnoty pro toto období 0,25 m<sup>3</sup>/s, bylo vyhodnoceno pouze 198 suchých dní. Pro toto normálové období by odpovídal počet suchých dní hodnotě mezi Q358 - Q359. Pro následující referenční období od 1.11.2010 nelze ještě s přesností určit Q355, z tohoto důvodu byla ponechána hodnota 0,3 m<sup>3</sup>/s, pro kterou bylo za 5ti leté období zjištěno 50 suchých dní. Všechny však byly situovány do hydrologického roku 2015.

Na měrném profilu Bechyně bylo pracováno s limitní hodnotou výskytu sucha Q355 = 3,251 m<sup>3</sup>/s s celkovým výskytem 1084 suchých dní během sledovaného 105ti letého období. Počet dní hydrologického sucha na profilu Bechyně koreluje s tabulkou uváděnou Brázdilem a kol. (2015), která udává nejsušší období podle jejich délky a množství chybějící vody vzhledem k prahovému průtoku Q330. Z dané tabulky jsou zřejmé tři nejsušší období v letech 1950, 2003 a 1954. Tyto roky korelují s vlastními výsledky ohledně počtu dní hydrologického sucha, kdy byl právě v těchto letech indikován nejvyšší počet těchto dní. V případě vlastního výpočtu Q355 pro celé toto období lze konstatovat, že vypočtená hodnota odpovídá hodnotě stanovené ČHMÚ. Tento fakt dokazuje i počet suchých dní zjištěný za toto období, kdy na každý rok připadá v průměru 10,3 suchých dní. Lze však očekávat, že i pro tuto měrnou stanici používá ČHMÚ metodu rozdělení na referenční období. Avšak informace o případné možné diferenciaci nebyla zjištěna. Z tohoto hlediska byla ponechána jednotná hodnota.

Na obou stanicích byly v hydrologickém roce 2015 opakovaně zjištěny hodnoty průměrných denních průtoků nižších, než bylo dosavadní historické minimum. Z tohoto hlediska lze považovat rok 2015 za nejsušší v historii. Tento fakt podporuje pouze 500 mm srážek, které vypadly v roce 2015. Tato hodnota je společně s rokem 1973 nejmenší za 55 let, během kterých se provádí měření. Roku 2015 též předcházela srážkově podprůměrný rok 2014. Je tedy možné očekávat vývoj víceletého sucha, které se projevuje především na nedostatku podzemních vod a s tím spojeným snížením základního odtoku (ČHMÚ).

Avšak na základě četnosti suchých dnů lze řadit rok 2015 na až třetí místo podle stanice Pilař a na čtvrté na měrném profilu Bechyně. Z hlediska průměrných ročních průtoků byl dokonce rok 2015 až 10. respektive 11. nejméně vodným rokem. Rok 2015 byl však významný hlavně z hlediska velmi dlouhé letní periody s extrémně nízkými hodnotami průtoků. Toto období započalo v Bechyni již začátkem července a trvalo do poloviny září, kdy především v polovině srpna byly průtoky velmi nízké až katastrofální. Tato perioda byla ukončena především v říjnu, kdy hodnoty srážek odpovídaly normálním hodnotám a ukončili sucho v především v povrchových tocích. V podzemních vodách trvalo sucho nadále (ČHMÚ). Na profilu Pilař začala suchá perioda zhruba o dva týdny později. Tento jev může být dán dotací vodního toku říční nivou horní Lužnice, ve které lze vzhledem k její zachovalosti a geologickému kolektoru očekávat vyšší zásoby podzemních vod z jarních maximálních průtoků. Podrobnější analýza této problematiky bude provedena na základě dat z vrtů a hladinoměru Přf UK v navazující diplomové práci.

Tento jev může být podpořen i rozložením jednotlivých suchých dní během roku. Na profilu Bechyně lze z grafu č. 10 vyčíst vyšší podíl suchých dní během července a srpna oproti podílu z Pilaře (graf č. 9). Naopak Pilař vykazuje vyšší podíl dnů pod hranicí sucha během září, listopadu a prosince. Na základě těchto informací lze usuzovat na vyšší vliv podzemní vody v zachovalé nivě předcházející stanici Pilař, která může během letních měsíců dotovat vodní tok lépe než antropogenně upravená niva, předcházející Bechyni. Rozložení suchých dní též koreluje s podílem odtoku v rámci jednotlivých ročních období. Zatímco na Pilaři je podíl na ročním odtoku relativně vysoký, v Bechyni je jeho podíl o více než 5,7 % nižší. Obrácený trend je možné sledovat na podzim, kdy podíl na ročním odtoku v Bechyni je zhruba o 5,5 % vyšší a tento profil je méně náchylný na suché dny v tomto období.

Tyto ukazatele vypovídají o vlivu především přírodní nivy situované před závěrovým profilem Pilař. Podle Janského (Brázdil a kol. 2015) dochází v této zachovalé nivě k vysoké retenci vody. Z tohoto důvodu je schopna mírnit zmírňovat odtok během extrémního sucha, především z hlediska vysoké hladiny podzemní vody, která dotuje povrchový vodní tok.

Hlavně v letních měsících je možné regulovat odtok svou významnou akumulací podzemních vod ve fluviálních kolektorech podél toku z důvodů vysoké hladiny po jarním období tání. Regulace je však pouze dočasná a časem jsou i zdroje podzemních vod vyčerpány. Naopak vliv na suchá období v zimních měsících nelze považovat za významný z hlediska nižších zásob podzemních vod v nivě.

Výzkumný tým Přf UK se též zaměřuje na povodí horní Otavy, se kterým lze učinit určitá srovnání. Suchem v povodí horní Otavy se zabývá příspěvek Kocuma, který je zveřejněn v publikaci Brázdil a kol. (2015) a je zpracován na základě výsledků převážně Šachové (2013). Sucho je zde hodnoceno pomocí metody nedostatkových objemů. Na Otavě byly zjištěny jisté korelace s Lužnicí. Například byl též potvrzen jako velmi významný z hlediska sucha rok 2003. Odtok z povodí horní Otavy lze podle Kocuma (Brázdil a kol. 2015) označit jako relativně stabilní s vysokým podílem základního odtoku. Tento základní odtok se velmi projevuje též v suchých obdobích. Zde lze pozorovat podobnost s přírodní nivou horní Lužnice.

## 11 Závěr

Tato bakalářská práce se zabývá interakcí mezi povrchovým vodním tokem a podzemní vodou v říční nivě. Pochopením této problematiky lze získat nové poznatky ohledně vlivu podzemní vody, akumulované v nivě, na odtok v suchých obdobích. Tato podzemní voda může regulovat odtok a zmírňovat tak následky během hydrologického sucha.

Důležitou součástí práce je seznámení se se zájmovým územím. Charakterizováno bylo celé povodí Lužnice se zaměřením na analyzovanou oblast nivy Lužnice. Rozsáhlé nivy se nacházejí především na horním a středním toku Lužnice v Třeboňské pánvi, naopak v okolním krystaliniku Moldanubika lze najít pouze relikty niv tvořící vysoko položené terasy. Důležitá zpracovaná část se zabývá podzemní vodou nejen v obecné rovině, ale také s pochopením jejího režimu a výskytu ve sledovaném území. Zvláštní pozornost byla věnována kapitole interakce povrchové a podzemní vody v nivě. Tato kapitola nejen charakterizuje obecné zákonitosti, ale také popisuje příklady interakce z ČR i ze světa. Zmíněné kapitoly byly zpracovány rešerší dostupné literatury, což bylo vytyčeno jako jeden z hlavních cílů práce.

Praktická část je zaměřena na doplnění dříve zpracovaných základních odtokových charakteristik a především na obecnou charakteristiku a praktické vyhodnocení hydrologického sucha na Lužnici. Na základě analýzy průtokových dat byly vyhotoveny výsledky, které jsou vyobrazeny pomocí přehledných grafů. Díky zpracování dat ze dvou vodoměrných profilů je k dispozici určité srovnání.

Výsledky ukazují převážnou orientaci suchých dní do letních měsíců, naopak nejsušší měsíc, z hlediska podílu na ročním odtoku, listopad nedisponuje vysokým počtem suchých dní. Na chodu denních průtoků lze však vypožorovat zvýšený výskyt dní s extrémně nízkou hodnotou průtoků. Tento trend dokládá výskyt nejsušších dní v historii na obou měrných profilech v průběhu roku 2015. Průměrné roční průtoky a počet suchých dní však v tomto ohledu žádný trend nevykazují.

Vliv podzemní vody na odtok v suchých obdobích je složité určit z hlediska komplexnosti tohoto fluvialního ekosystému, jenž se řadí mezi kombinované systémy. Směr proudění není tedy jednoduché v době minimálních průtoků definovat. Lze však předpokládat vyšší potenciál říční nivy, především její zachovalé části, která může tok dotovat.

Toto téma je zajímavé především pro další navazující práce zabývající se touto problematikou. Pro přesnější zjištění chování hladiny podzemní vody v interakci s povrchovým vodním tokem je však zapotřebí dlouhodobější monitoring chování hladin podzemní vody. Podrobnější výzkum bude proveden především pomocí vrtů a hladinoměrů instalovaných Přf UK umístěných v nivě Lužnice v navazující diplomové práci.



## 12 Seznam použité literatury a zdrojů

- ALBRECHT, J. a kol. (2003): Českobudějovicko. In: Mackovič P. a Sedláček M. (eds.): Chráněná území ČR, svazek VIII. Agentura ochrany přírody a krajiny ČR a EkoCentrum Brno, Praha, 808 s.
- ATLAS PODNEBÍ ČESKA. ČHMÚ. 2007, Praha, 255 s.
- BALATKA, B., KALVODA, J. (2006): Geomorfologické členění reliéfu Čech. Kartografie Praha, Praha, 79 s.
- BAXTER, C. a kol. (2003): Measuring groundwater-stream water exchange: New techniques for installing minipiezometers and estimating hydraulic conductivity. Transactions of the American Fisheries Society, 132, s. 493-502.
- BÍLEK, M. (1999): Řeka Lužnice. [online]. [cit. 5. 3. 2016]. Dostupné na: <http://www.pf.jcu.cz/others/okoli/prir/luznice.htm>
- BÍNA, J., DEMEK, J. (2012): Z nížin do hor: geomorfologické jednotky České republiky. Academia, Praha, 343 s.
- BONACCORSO, B. a kol. (2007): Guidelines for planning and implementing drought mitigation measures. In Rossi, G. et al. (Eds): Methods and Tools for Drought Analysis and Management. Department of Physics, University of Rome, Rome, s. 325-347.
- BRÁZDIL, R., TRNKA, M. a kol. (2015): Sucho v českých zemích: minulost, současnost a budoucnost. Centrum výzkumu globální změny Akademie věd České republiky, v.v.i., Brno, 402 s.
- BRYCHTOVÁ, A., POPELKA, S. (2008). Závislost výšky hladiny podzemní vody na srážkách. [online]. [cit. 5. 3. 2016]. Dostupné na: [www.gisaci.upol.cz/filesftp/popelka\\_brychtova.ppt](http://www.gisaci.upol.cz/filesftp/popelka_brychtova.ppt)
- BURIÁNKOVÁ, I. (2013): Detekce a identifikace metanogenních archea v hyporheickém sedimentu pomocí vybraných molekulárních metod. Dizertační práce, Přf, Univerzita Palackého v Olomouci, Olomouc, 167 s.
- ČERVENÝ, J. a kol. (1984): Podnebí a vodní režim ČSSR. SZN, Praha, 414 s.
- DEMEK, J. a kol. (1987): Zeměpisný lexikon ČSR. Hory a nížiny. Academia, Brno, 584 s.
- DEMEK, J., MACKOVČIN, P. a kol. (2006): Zeměpisný lexikon ČR. Hory a nížiny. AOPK, Brno, 582 s.
- DOSTÁL, T. a kol. (2012): Hydrologické procesy v nivách a jejich význam pro retenci vody: Hydopedologické a hydrologické poměry nivy horní Lužnice. In: Pithart a kol. (ed.), Význam retence vody v říčních nivách. České Budějovice: Daphne ČR - Institut aplikované ekologie, s. 70 - 74.
- DO - WOO, K. a kol. (2009): Evaluation, modification, and application of the Effective Drought Index to 200-Year drought climatology of Seoul, Korea. Journal of Hydrology, 378, s. 1-12.
- DUB, O. (1963): Hydrológia, hydrografia, hydrometria. Slovenské vyd. techn. lit., Bratislava, 526 s.
- ELLEDER, L. (2013): Hydrologické hodnocení a parametry sucha v r. 1904 In: Odborný seminář Sucho jak mu čelit, Sborník abstraktů, ČHMÚ Praha a VÚV T.G.M., s. 5-9.

- ESTRELA, T. a kol. (2001): Extreme hydrological events: floods and droughts. Environmental issue report. Sustainable water use in Europe, Part 3. European Environment Agency, 84 s.
- FENDEKOVÁ, M., ŽENIŠOVÁ, Z. a kol. (2010): Hydrogeologické sucho. Bratislava, SAH, 2010. 190 s
- FENDEKOVÁ, M., FENDEK, M., (2011): Typy a hodnotenie sucha v povrchových a podzemných vodách v povodí Nitry. In: Hydrologie malého povodí. Díl I. Praha, Ústav hydrologie a hydrauliky AV ČR, s. 71-77.
- FIALOVÁ, P. (2015): Interakce podzemní a povrchové vody za extrémních hydrologických situací v nivě horní Lužnice. Diplomová práce, PřF UK, Praha, 88 s.
- GUBHAJU, S. R. (2002): Impact of damming on the aquatic fauna in Nepalese rivers. In: T. Petr and D. B. Swar. Cold Water Fisheries in the Trans-Himalayan Countries. FAO Fisheries Technical Paper, 431, Řím, s. 129-146
- HASTÍKOVÁ, P. (2012): Vývoj vybraných fluviálních jezer v nivě Lužnice. Diplomová práce, PřF UK, Praha, 111 s.
- HAVLOVÁ, J. a kol. (1998): Ekologická studie Lužnice. Hydroprojekt, Praha, 423 s.
- HERMANN, Z. (2007): Přírodní zdroje podzemní vody v hydrogeologických rajonech fluviálních sedimentů. Sborník geologických věd. Hydrogeologie, inženýrská geologie, Praha, 24, S. 60 - 77.
- HISDAL, H., TALLAKSEN, L. M. a kol. (2000): Drought event definition. Technical Report to the ARIDE project , Oslo, 6, 41 s.
- HISDAL, H., TALLAKSEN L. M. (2003): Estimation of regional meteorological and hydrological drought characteristics. Journal of Hydrology, 281, 3, s. 230-247.
- HLADNÝ, J. (2009): Druhy sucha. In Němec, J., Kopp, J. a kol: Vodstvo a podnebí v České republice. Ministerstvo zemědělství České republiky, Consult Praha, s. 66.
- CHÁBERA, S. et al. (1985): Neživá příroda. Jihočeská vlastivěda. Jihočeské nakladatelství České Budějovice, České Budějovice, 270 s.
- CHÁBERA, S. (1998): Fyzický zeměpis jižních Čech. Jihočeská univerzita, České Budějovice, 139 s.
- JANSKÝ, B., TUREK, M. (2012): Hydrologické procesy v nivách a jejich význam pro retenci vody: Interakce povrchových a podzemních vod v nivách – případová studie horní Lužnice. In: Pithart a kol. (ed.), Význam retence vody v říčních nivách. České Budějovice: Daphne ČR - Institut aplikované ekologie, s. 69-70.
- KADLECOVÁ, R. (2007): Oceňování velikosti zdrojů podzemních vod. Sborník geologických věd. Hydrogeologie, inženýrská geologie, Praha, 24, 77 s.
- KALBUS, E. a kol. (2006): Measuring methods for groundwater, surface water and their interactions: a review. Hydrology and Earth systems Sciences Discussions, s. 1809 - 1850.
- KNĚŽEK, M. (2013) Jednota hydrologie. In: Krátké úvahy o vodě. Praha: ČHMU, s. 32–39.
- KRÁSNÝ, J. (1982): Odtok podzemní vody na území Československa. 1. vyd. Praha, 50 s.
- KRÁSNÝ, J. (2012): Podzemní vody České republiky: regionální hydrogeologie prostých a minerálních vod. Česká geologická služba, Praha, 1143 s.
- KŘÍŽ, H. (1983): Hydrologie podzemních vod. Academia, Praha, 292 s.

- KŘÍŽEK, M. (2007): Údolní niva jako geomorfologický fenomén. In Povodně a změny v krajině, Langhammer, J. a kol., KFGG PřF UK, 1. vydání, Praha, s. 217–229.
- LANGHAMMER, J. a kol. (2008): Údolní niva jako prostor ovlivňující průběh a následky povodní. PřF UK, Praha, 278 s.
- LEWANDOWSKI, J. a kol. (2009): Drivers of water level fluctuations and hydrological exchange between groundwater and surface water at the lowland river Spree (Germany): field study and statistical analysis. *Hydrological Processes*, 23, s. 2117-2128.
- MISHRA, A. K., SINGH, V. P. (2010): A review of drought concepts. *Journal of hydrology*, 391, s. 202-216.
- MUZIKÁŘ, R. (2014): Interakce podzemní a povrchové vody. *Vodní hospodářství*, 64, 8, s. 18 - 22.
- NDMC (National Drought Mitigation Center). (2012): Droughts Basic. Types of drought. National Drought Mitigation Center, University of Nebraska-Lincoln, U.S.A. [online]. [cit. 5. 3. 2016]. Dostupné na: <http://www.drought.unl.edu/DroughtBasics/TypesofDrought.aspx>
- NOVICKÝ, O. a kol. (2009): Časová a plošná variabilita hydrologického sucha v podmínkách klimatické změny na území České republiky. Zpráva za rok 2009. VÚV T.G.M., Praha, 95 s.
- NUTZMAAN, G., a kol. (2007): Model-based estimation of runoff changes in a small lowland watershed of north-eastern Germany. *Journal of Hydrology*, 34, 3, s. 467-476.
- OLMER, M. a kol. (2006): Hydrogeologická rajonizace České Republiky. Sborník geologických věd, hydrogeologie, inženýrská geologie, Praha, 23, 32 s.
- PITHART, D. (2012): Význam retence vody v říčních nivách. 1. vyd. DAPHNE ČR - Institut aplikované ekologie, České Budějovice, 141 s.
- ROŽNOVSKÝ, J. (2012): Sucho na území České republiky a jeho dopady. Český hydrometeorologický ústav, Pobočka Brno. [online]. [cit. 5. 3. 2016]. Dostupné na: [http://www.chmi.cz/files/portal/docs/katastrofy/26zasedani/Roznovsky\\_sucho\\_230412.pdf](http://www.chmi.cz/files/portal/docs/katastrofy/26zasedani/Roznovsky_sucho_230412.pdf), cit. 26.2.2013
- RUDA, A. (2013): Podpovrchová voda. [online]. [cit. 5. 3. 2016]. Dostupné na: [http://is.muni.cz/do/rect/el/estud/pdf/ps14/fyz\\_geogr/web/pages/11-podpovrchova-voda.html](http://is.muni.cz/do/rect/el/estud/pdf/ps14/fyz_geogr/web/pages/11-podpovrchova-voda.html)
- SAWYER, A. H. (2009) Impact of dam operations on hyporheic exchange in the riparian zone of a regulated river. *Hydrological processes*, 23, 15, s. 2129 - 2137.
- SLABÁ, Z. (2011): Interakce mezi povrchovou a podzemní vodou v nivě řeky Lužnice. Diplomová práce, PřF UK, Praha, 54 s.
- SOPHOCLEOUS, M.(2002): Interactions between ground and surface water: the state of the science. *Hydrogeol J*, Official Journal of the International Association of Hydrogeologists, Springer Heidelberg, 10, 1, s. 52–67.
- STAHL, K. (2001): Hydrological drought, study across Europe. Dizertační práce. Geowissenschaftlichen Fakultät der Albert-Ludwigs-Universität, Freiburg, 122 s.
- SVOBODA, J. a kol (1964): Regionální geologie ČSSR, I. Český masív. Krystalinikum. ÚÚ NČSAV, Praha, 380 s.
- SVOBODA, P. (2011): Hydrologický režim horní Lužnice. Diplomová práce, PřF UK, Praha, 99 s.

- ŠACHOVÁ, B. (2010): Hydrologické sucho v kontextu klimatické změny ve světě a v českém povodí Labe. Bakalářská práce, PřF UK, Praha, 95 s.
- ŠACHOVÁ, B. (2013): Vliv klimatické změny na hydrologické sucho v povodí horní Otavy. Diplomová práce. PřF UK, Praha, 104 s.
- ŠEFRNA, L. (2007): Vznik a vývoj nivy z pedogeografického hlediska. In: Langhammer, J. a kol. Povodně a změny v krajině. MŽP a PřF UK, Praha, s. 209-216.
- ŠILAR, J. (1996): Hydrologie v životním prostředí. FŽP UJEP, Ústí nad Labem, 136 s.
- ŠTAINEROVÁ, L. (2015): Návrh zjištění hlubokého zářezu. Diplomová práce. Ústav geotechniky, FS VÚT v Brně, Brno, 75 s.
- TALLAKSEN, L. M., VAN LANEN, H. A. J. a kol. (2004): Hydrological drought. Processes and estimation methods for streamflow and groundwater. Developments in water science, Elsevier, 580 s.
- TALLAKSEN L. M., HISDAL H., VAN LANEN H. A. J.(2009): Space-time modeling of catchment scale drought characteristics. Journal of Hydrology, 375, s. 363-372.
- TRNKA, P. (2010): Možné důsledky dlouhotrvajícího sucha v naší krajině a ve světě. Ústav aplikované a krajinné ekologie AF MENDELU v Brně. [online]. [cit. 5. 5. 2016]. Dostupné na: [http://user.mendelu.cz/xvlcek1/rrc/sucho/TRNKA\\_1.pdf](http://user.mendelu.cz/xvlcek1/rrc/sucho/TRNKA_1.pdf)
- VLNAS, R. (2011): Časová a plošná variabilita hydrologického sucha na území České republiky 1931 – 2007. Výzkumný ústav vodohospodářský T. G. Masaryka, v.v.i.. [online]. [cit. 5. 3. 2016]. Dostupné na: [http://www.povis.cz/pre/201105\\_Brno/radek\\_vlnas.pdf](http://www.povis.cz/pre/201105_Brno/radek_vlnas.pdf)
- VOREL, Č. (1937): Sucha na území Československé republiky v posledních desetiletích. Práce a studie, sešit 22. Státní ústavy hydrologický a hydrotechnický T. G. Masaryka, 14 s.
- WILHITE, D. A., GLANTZ, M. H. (1985): Understanding the drought phenomenon: The role of definition. Water international, 10, 3, s. 11-120.
- Winter, T.,C. (1999) Relation of streams, lakes, and wetlands to groundwater flow systems. Hydrogeol J., s. 28–45.
- WOESSNER, W. (1998): Changing views of stream-groundwater interaction. American institute of Hydrology, St. Paul, Minnesota, s. 1-6.
- WOESSNER, W. (2000): Stream and Fluvial Plain Ground Water Interactions: Rescaling Hydrogeologic Thought. Ground Water, 38, 3, s. 423-429.

## **Internetové zdroje**

- ČHMÚ - Český hydrometeorologický ústav. [online]. [cit. 3. 4. 2016]. Dostupné na: [www.chmi.cz](http://www.chmi.cz)
- AOPK - Agentura ochrany přírody a krajiny. [online]. [cit. 3. 4. 2016]. Dostupné na: [www.aopk.cz](http://www.aopk.cz)
- PVL - Povodí Vltavy. [online]. [cit. 28. 4. 2016]. Dostupné na: [www.pvl.cz](http://www.pvl.cz)
- Česká Geologická služba. [online]. [cit. 5. 5. 2016]. Dostupné na: [www.geology.cz](http://www.geology.cz)
- PVK - Pražské vodovody a kanalizace. [online]. [cit. 5. 5. 2016]. Dostupné na: [www.pvk.cz](http://www.pvk.cz)

## **Seznam tabulek**

Tab č. 1: Oblasti podle Mináře

Tab č. 2: Oblasti podle Končeka

Tab č. 3: Oblasti podle Seljanina

Tab č. 4: Hloubka ustálené hladiny podzemní vody ve vrtech v krystaliniku jižních Čech

Tab č. 5: Nejnížší roční průměrné průtoky na stanicích Pilař a Bechyně ( $\text{m}^3/\text{s}$ )

## **Seznam obrázků**

Obr. č. 1: Povodí Lužnice

Obr. č. 2: Druhy podpovrchových vod v horninách

Obr. č. 3: Podzemní voda v nivě při hydrogeologickém řezu

Obr. č. 4: Řez údolím se zachycením nivy a říční terasy

Obr. č. 5: Proudění podzemní a povrchové vody a jejich vzájemná interakce v nivě

Obr. č. 6: Střídání úseků vcezu a příronu v korytě vodního toku

Obr. č. 7: Typy poloh koryta, zvodně a počevního izolátoru

Obr. č. 8: Hyporheická zóna

Obr. č. 9: Vztah mezi změnou hladiny, příronem a vcezem

## **Seznam grafů**

Graf. č. 1: Podíl měsíců na ročním odtoku na profilu Pilař 1.1. 1965 - 31.10.2015

Graf. č. 2: Podíl měsíců na ročním odtoku na profilu Bechyně 1.11. 1910 - 31.10.2015

Graf. č. 3: Podíl ročních období na ročním odtoku na profilu Pilař 1.1. 1965 - 31.10.2015

Graf. č. 4: Podíl ročních období na ročním odtoku na profilu Bechyně 1.11. 1910 - 31.10.2015

Graf. č. 5: Průměrné průtoky v jednotlivých letech na profilu Pilař

Graf. č. 6: Průměrné průtoky v jednotlivých letech na profilu Bechyně

Graf. č. 7: Počet dní hydrologického sucha v jednotlivých letech na profilu Pilař za období 1.1.1965 - 31.10.2015

Graf. č. 8: Počet dní hydrologického sucha v jednotlivých letech na profilu Bechyně za období 1.11.1910 - 31.10.2015

Graf. č. 9: Sezónní rozložení suchých dnů na profilu Pilař za období 1.1.1965 - 31.10. 2015

Graf. č. 10: Sezónní rozložení suchých dnů na profilu Bechyně za období 1.11.1910 - 31.10. 2015

Graf č. 11: Průběh suchého období na stanici Pilař v období 16.7. 2015 - 25. 9. 2015

Graf č. 12: Průběh suchého období na stanici Bechyně v období 1.7. 2015 - 25. 9. 2015